TSCHERMAKS MINERALOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. MACHATSCHKI UND H. LEITMEIER
WIEN WIEN

DRITTE FOLGE
BAND IV
MIT 207 ABBILDUNGEN, KARTEN UND DIAGRAMMEN IM TEXT

FESTBAND:

BRUNO SANDER

ZU SEINEM 70. GEBURTSTAG
(UNTER REDAKTIONELLER MITARBEIT VON
J. LADURNER, INNSBRUCK)

WIEN
SPRINGER-VERLAG
1954

Inhaltsverzeichnis.

1.—4. Heft.

Seite

Klebelsberg, R. v. Prof. Dr. Bruno Sander und die Universität Innsbruck . 1

Flügel, H. Die Deformationspläne des Grazer Paläozoikums östlich der Mur 7

Heritsch, H. und **P. Paulitsch.** Über einen Schriftgranit von Radegund bei Graz 18

Turner, F. J. Deformation Twinning on {1011} and {0221} in Experimentally Deformed Calcite 28

Ladurner, J. Beiträge zur Typisierung von Falten. II. 34

Schwarzacher, W. Die Großrhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer . . . 44

Clar, E. Über Parallel-, Schräg- und Kreuzbänderung in Spatlagerstätten . 55

Braitsch, O. Über ein inhomogenes Skapolith-Gefüge 65

Fairbairn, H. W. The Stress-Sensitivity of Quartz in Tectonites 75

Cloos, E. Fabric at Granodiorite-Schist Contact, Bear Island, Maryland . . 81

Reithofer, O. Über Flächen- und Achsengefüge in den Triebwasserstollen des Rodundwerkes (Montafon) 90

Demay, A. Microtectonique et tectonique générale 101

Schachner-Korn, Doris. Ein Wachstums- und ein Rekristallisationsgefüge von Bleiglanz aus einer rheinischen Lagerstätte 111

Ingerson, E. and **J. L. Ramisch.** Studies of Unconsolidated Sediments. I. . 117

Schmidegg, O. Achsen- und Flächengefüge beiderseits des Silltalbruches zwischen Innsbruck und Matrei 125

Mellis, O. Einiges zur Geometrie der Lagekugelbesetzung 138

Ruttner, A. Gefügestudien im Bereich des Bauxitbergbaues Unterlaussa (südliche Weyerer Bögen) 145

Drescher-Kaden, F. K. Zur Darstellung des Regelungsgrades eines Gefüges 159

Bliss Knopf, Eleonora. Preliminary Results of a Megascopic Fabric Analysis of the Area Around Stissing Mountain, Dutchess County, New York . 178

Wegmann, E. Über einige Züge von unter geringer Bedeckung entstandenen Falten 187

Fuchs, A. Vorläufige Ergebnisse von Gefügeuntersuchungen in den Kitzbühler Alpen 193

Sander, W. Flächen- und Achsengefüge in den Pampinen Sierren (Sierre Tucumán, Sierre Córdoba, Argentinien) 203

Koark, H. J. Über einen diagonalgeschichteten Chromitdunit 216

Seite

Tertsch, H. Bemerkungen zum Problem der Gefügefestigkeit 225

Petrascheck, W. E., jun. Zur optischen Regelung tektonisch beanspruchter Kohlen 232

Raaz, F. Bemerkungen zur Kristallklassen-Systematik 240

Smekal, A. G. Über Gitterplastizität, Spaltbarkeit und Kristallplastizität . . 253

Nowacki, W. Über Pattersonsynthesen 261

Machatschki, F. Kristallchemie der Arsen- und Antimonmineralien 272

Meixner, H. Verdreifachte Achsenbilder an den Magnesitkristallen von Asturreta in Spanien 277

Gallitelli, P. Sopra una clorite (penninite) della valle del Dragone nell'Appennino emiliano 283

Torre, C. Ergänzungen zur Berechnung des Gebirgsdruckes in Fels . . . 288

Hauser, A. Der steirische Vulkanbogen als magmatische Provinz 301

Exner, Chr. Über Muskowit-Epidot-Albitkornbildung im Mauthausener Granit 312

Karl, F. Über Hoch- und Tieftemperaturoptik von Plagioklasen und deren petrographische und geologische Auswertung am Beispiel einiger alpiner Ergußgesteine 320

Eskola, P. Ein Lamprophyrgang in Helsinki und die Lamprophyrprobleme . 329

Heißel, W. Die grünen Werfener Schichten von Mitterberg (Salzburg) . . . 338

Andreatta, C. Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose 350

Gilluly, J. Composition of the Continental Plates 360

Metz, K. Zur Kenntnis der Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern . . 370

Leonhardt, J. Zum Keimbildungsproblem bei Strahlungskristallisaten und gedrillten Kristallen 382

Mutschlechner, G. Die Massengesteine der Nordtiroler und Vorarlberger Kalkalpen 386

Fischer, G. und **J. Nothhaft.** Natronamphibol (Osannit-) -Aegirinschiefer in den Tarntaler Bergen 396

Leitmeier, H. und **W. Zwicker.** Ein sehr frischer Nephelinsyenitporphyr (Tinguait) von der Rollepaßstraße bei Predazzo 420

Köhler, A. und **P. Wieden.** Bemerkungen zu chemischen Gesteinsanalysen . 430

Angel, F. Waldsteinit, ein Na-metasomatischer, eisenerzdurchstäubter, diabasischtonschieferiger Metatuffit aus der Steiermark 440

Maucher, A. Zur „alpinen Metallogenese" in den bayerischen Kalkalpen zwischen Loisach und Salzach 454

Autorenverzeichnis.

Andraetta, C., 350
Angel, F., 440

Braitsch, O., 65

Clar, E., 55
Cloos, E., 81

Demay, A., 101
Drescher-Kaden, F. K., 159

Eskola, P., 329
Exner, Chr., 312

Fairbairn, H. W., 75
Fischer, G., 396
Flügel, H., 7
Fuchs, A., 193

Gallitelli, P., 283
Gilluly, J., 360

Hauser, A., 301
Heißel, W., 338
Heritsch, H., 18

Ingerson, E., 117

Karl, F., 320
Klebelsberg, R. v., 1
Knopf, E. B., 178
Koark, H. J., 216
Köhler, A., 430

Ladurner, J., 34
Leitmeier, H., 420
Leonhardt, J., 382

Machatschki, F., 272
Maucher, A., 454
Meixner, H., 277
Mellis, O., 138
Metz, K., 370
Mutschlechner, G., 386

Nothhaft, J., 396
Nowacki, W., 261

Paulitsch, P., 18
Petraschek, W. E., 232

Raaz, F., 240
Ramisch, L., 117
Reithofer, O., 90
Ruttner, A., 145

Sander, W., 203
Schachner-Korn, D., 111
Schmidegg, O., 125
Schwarzacher, W., 44
Smekal, A. G., 253

Tertsch, H., 225
Torre, C., 288
Turner, F. J., 28

Wegmann, E., 187
Wieden, P., 430

Zwicker, W., 420

Prof. Dr. Bruno Sander
und die Universität Innsbruck.

An der altösterreichischen „Provinz"-Universität Innsbruck waren Mineralogie und Geologie erst spät zu eigenem Leben gelangt. Bis dahin fanden sie im Rahmen der „Naturgeschichte" (wie man an den österreichischen Mittelschulen heute noch sagt) mehr oder weniger Berücksichtigung. Die Mineralogie war der Lehrkanzel für Botanik angegliedert, welche der berühmte *Anton Kerner v. Marilaun*, seinem Doktorate nach Mediziner, innehatte (1878 nach Wien abgegangen). Erst im Jahre 1867 wurde eine Lehrkanzel für Mineralogie und Geologie geschaffen und auf sie als ordentlicher Professor *Adolf Pichler* berufen, der, seit 1849 Lehrer der Naturgeschichte am Innsbrucker Gymnasium, schon vor 1867 semesterweise an der Universität mineralogische und geologische Vorlesungen gehalten hatte. *Pichler* war, abgesehen von seinem dichterischen Schaffen, in der Hauptsache Geologe, auch seine grundlegenden Verdienste um die Erforschung Tirols liegen weitaus überwiegend auf geologischem Gebiete; immerhin legte er auch schon den Grund zu den mineralogischen Sammlungen der Universität und behielt er die mineralogische Hauptvorlesung bei, auch als, 1877, unter dem aus Wien berufenen Extraordinarius Prof. Dr. *R. F. Neminar*, mit einem Teil der mineralogischen Sammlungen ein eigenes „Mineralogisch-Petrographisches Institut" begründet worden war, das nach dem Abgange Neminars (1883) der 1882 habilitierte Privatdozent für Mineralogie-Petrographie Dr. *Josef Blaas* übernahm. Erst als Adolf Pichler mit Erreichen der Altersgrenze 1890 in den Ruhestand trat († 1900) wurde die Lehrkanzel durchgreifend geteilt, *Blaas* (1890 bis 1921) übernahm die Geologie-Palaeontologie, *Alois Cathrein* (gebürtig aus Bozen, habilitiert 1882 an der Technischen Hochschule Karlsruhe) die Mineralogie-Petrographie, je mit dem zugehörigen Institut.

Bei Blaas und Cathrein ging 1903—1907 der junge Innsbrucker *Bruno Sander* in die Lehre, in den beiden Instituten, im „Alten" Universitätsgebäude, Universitätsstraße 4 — das Mineralogische war bis 1924 im Parterre untergebracht, erst später erhob es sich in den I. Stock, das Geologische befand sich seit je im II. Stock — begann er wissenschaftlich zu arbeiten. Neben dem Positiven lernte er dabei frühzeitig jenes Negative kennen, das leider diese Fachgruppe an so vielen Hochschulen deutscher Sprache beschattete: daß sich Mineraloge und Geologe nicht vertrugen und darunter auch die Studierenden litten.

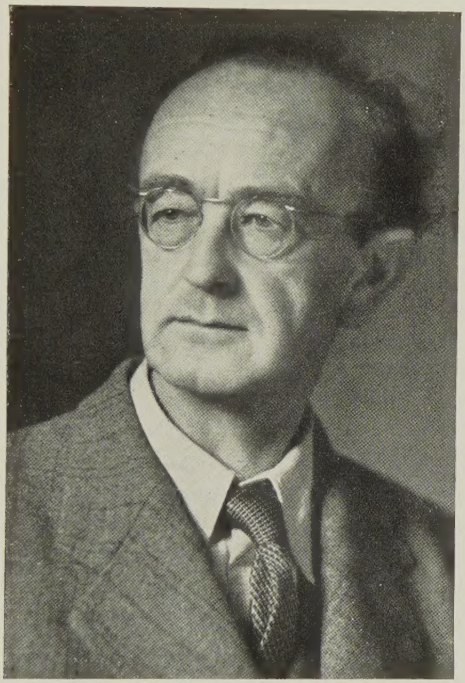
Sander promovierte 1907 bei Blaas auf Grund einer von der Universität preisgekrönten Neubearbeitung des Brixner Granits. Über sie — sie erschien im Jahrbuch 1906 der Wiener Geologischen Reichsanstalt — hörte ich, eben von Brixen aus in die Geologie eintretend, erstmals von Sander. Er war mir drei Jahre voraus und ich schaute, ohne ihn persönlich zu kennen, respektvoll zu ihm auf, meine quartärgeologische Erstlingsarbeit kam mir seiner Granitgeologie gegenüber wahrhaft „oberflächlich" vor. Der Respekt stieg, als Sander von der Promotion weg Assistent bei *Toula* in Wien (1908 bis 1909), dann (1909 bis 1913) bei Blaas in Innsbruck wurde und sich 1912 hier habilitierte — ich hatte es bis dahin nur zum wissenschaftlichen Hilfsarbeiter an einem kleinen Münchner Privatmuseum gebracht. Als ich 1914 Sanders Nachfolger auf dem Innsbrucker Assistentenposten wurde — Sander war 1913 an die Geologische Reichsanstalt aufgestiegen — blieb die Rolle auf dem Papier, tatsächlicher Schauplatz wurde der galizische Sand.

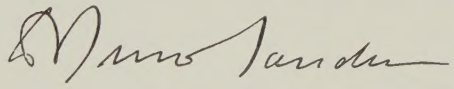
Nach dem Kriege — inzwischen hatten wir auch persönlich Fühlung gewonnen — wurden wir jählings Konkurrenten: um die *Innsbrucker Geologie-Professur.* Blaas näherte sich der Altersgrenze, der Arme war zudem völlig erblindet. Soweit ich nur von mir selbst abstrahieren konnte, war mir Sanders Vorrang, abgesehen von der Priorität, klar, trotzdem blieb er zu meiner Überraschung im Hintergrund .... die Geologen sagten, er sei mehr Petrograph als Geologe.

Nun denn, das sollte gut gemacht werden: im Jahr darauf oblag mir das Referat für den Vorschlag zur Nachfolge Cathreins. Mir schien der Fall klar. Wenn schon nicht für die Geologie, so mußte Sander nun um so mehr für die *Petrographie-Professur* an der Spitze stehen. Doch, nun sagten die Mineralogen: Sander sei Geologe (habilitiert für Geologie, geologisches Arbeitsgebiet, Mitglied der Geologischen Reichsanstalt), nicht Mineraloge! Den Sachkundigen diente die Formel zwar nur zum Vorwand, Fernerstehenden und bürokratischen Gemütern gegenüber aber war sie gefährlich.

Arglos — so außer Zweifel schien mir Sanders Vorrang — wandte ich mich an einen führenden, auch von mir hochverehrten Fachvertreter und bat ihn um seinen Beistand — da platzte die Bombe, im Jargon späterer Jahre: „kommt gar nicht in Frage", „das ist doch überhaupt kein Mineraloge". Die Kandidaten, die er präsentierte, entsprachen aber wieder unseren Innsbrucker Gesichtspunkten nicht. Und je größer das Mißverhältnis nach Jahren, Rang und Ansehen zwischen dem jüngsten Extraordinarius an der kleinen Provinzuniversität und dem unbestrittenen Souverän an führender Stelle war, um so leichter fand dieser auch, wenn schon nur in Fachferne, Gehör in der Fakultät — es kam zu dem schärfsten, bewegtesten

Kampf dieser Art, den ich in 30 Jahren Hochschulpolitik mitgemacht habe. Doch ich focht um so eiserner, je ungleicher die Positionen waren, gab nicht um Haaresbreite nach, hatte mich auch mit auswärtigen Gutachten gerüstet und ließ niemand neben Sander an die erste Stelle, geschweige denn vor ihn. Nach zweieinhalbstündigem Redegefecht entschied sich schließlich das Plenum der Fakultät mit überwältigender Mehrheit für den Vorschlag: primo loco Sander.





Letzte Zweifler brachte, psychologisch bemerkenswert, die unkluge gegnerische Bemerkung auf unsere Seite: „Wer garantiert Ihnen denn dafür, daß dieser Geologe auch nur mit dem Goniometer umgehen kann?“ — da erhob sich der stille, feine alte Physiker *Tumlirtz* und protestierte gegen solche Taktlosigkeit.

Beschluß und Argumente waren derart, daß sich ihnen trotz aller Gegenminen auch das Ministerium nicht verschloß. Hier regierte ja der ausgezeichnete Sektionschef *Kelle*, ein österreichischer Althoff, er bekundete vollstes Verständnis für den Standpunkt der Innsbrucker

Fakultät und leitete die Ernennung Sanders zum ordentlichen Professor der Mineralogie und Petrographie und zum Vorstand des Mineralogisch-Petrographischen Institutes mit 1. Oktober 1922 in die Wege.

Es wurde die Geburtsstunde der *Innsbrucker Mineralogenschule:* Mineralogie-Petrographie mit ganz neuen Aspekten und fruchtbarster neuer Auswirkung auf die Geologie — heute bedarf es keiner Worte mehr, nur kurzer Tatsachenberichte.

Zunächst mußte Sander, über den normalen Lehrbetrieb hinaus, das Institut in die Höhe bringen. Es war völlig veraltet. Im Schweiße seines Angesichts half er selbst mit, Laden und Schränke in die freigewordenen Räume des alten Universitätsgebäudes zu schleppen, um möglichsten Raumbedarf zu dokumentieren — so glückte die Lösung der Raumfrage —, dann waren Einrichtungen und Arbeitsmöglichkeiten zu schaffen. Unablässig bemühte sich Sander um Instrumente und Behelfe, um Assistenten (zunächst war kein einziger da, sein Vorgänger hatte keinen gewollt!) und Hilfskräfte — kaum einer kennt besser das Lied und Leid von der Not der Wissenschaft in Österreich. Doch Geist und Wille waren da, sie trieben den Auf- und Ausbau des Institutes zu einer originalen neuen Forschungsstätte mächtig voran und schon setzte nach und nach jenes „Lehren" höheren Sinnes ein, das in der Demonstrierung neuer Methoden auswärtigen Fachkollegen gegenüber bestand.

Die Ersten, die kamen, tage- und wochenweise, waren Prof. Dr. *E. Christa,* Würzburg (1925—1928), Priv.-Doz. Dr. *L. Rüger,* Heidelberg (1926, 1928, heute Professor in Tübingen) und *K. Drescher,* Darmstadt (1927, 1928, heute Professor in Hamburg), Prof. Dr. *P. Eskola,* Helsingfors (1927), Fräulein Dr. *Doris Korn,* Heidelberg (1927, 1928, auch später wieder; heute Frau D. *Schachner-Korn,* Professor in Aachen), Prof. Dr. *A. Himmelbauer,* Wien (1928).

Kein Wunder, daß bald auch der andere Weg versucht wurde, Sander von Innsbruck wegzuholen: 1929/30 wurde er unter auszeichnenden Bedingungen an die Technische Hochschule *Berlin*-Charlottenburg berufen. So glänzend das Angebot war — Sander schlug es aus, um seinem angestammten Arbeitsgebiete näher zu bleiben. Auch für ihn nahm eben die Universität Innsbruck die in den regionalen Forschungsaufgaben und -möglichkeiten begründete Sonderstellung ein, die nicht anderweitig zu ersetzen ist und derentwegen wir bei der Besetzung der Professur unsere eigenen Wege gegangen waren.

Vom Standpunkt der Universität Innsbruck aus bedeutete es die höchste und wertvollste Bewährung des so sehr bekämpften Vorschlages vom Jahre 1922, daß Sander nicht der ersten und auch nicht

späteren Verlockungen von der „kleinen" Universität weg auf größere, glänzendere Posten folgte, weder nach Berlin, noch nach Wien, noch in die USA., sondern allem Anbot standhielt und in dem Lande verblieb, in dem seine Arbeiten wurzelten. Wenn bei uns in Österreich einer Sorte Patrioten die Hochschullehrer oft nicht genug österreichisch sind, sei ihnen gesagt: *Den* seht Euch an — würdet Ihr 's wohl auch so halten, wenn Ihr dazu in die Lage kämet?

Nur für Vorträge, und auch das nur sparsam, ließ sich *Sander* ab und zu von Innsbruck wegholen; wiederholt auch in außerdeutsche Staaten: Italien, Belgien, Schweden, USA., zuletzt 1953 an die Sorbonne.

Die Sander'schen Privatissima gingen weiter. Sie fanden, nach Deutschland, Italien (hier war es besonders *C. Andreatta,* 1932/33, heute Professor in Bologna) und der Schweiz (u. a. *E. Wegmann,* 1932, heute Professor in Neuchâtel), starken Zuspruch aus Nordamerika, von wo als erste Mittler Dr. *J. Gilluly,* Washington (1932, heute Professor dort), Dr. *H. W. Fairbairn,* Ottawa (1932/33, 1934, heute Professor in Cambridge, USA.) und *Earl Ingerson* (1934/35, heute Abteilungschef an der U. S. Geological Survey in Washington) je für längere Zeit zu Sander nach Innsbruck kamen. Ihnen folgte u. a. *J. G. Haff* (1936/37, heute Professor in New York) und Mrs. *E. Bliss-Knopf* (1937, heute Professor an der Stanford University, Californien).

Der Krieg hat dann freilich auch diese Kreise gestört. Alsbald nach Beruhigung aber kehrten gelehrte Gäste aus aller Welt wieder, um sich im Innsbrucker Institut in Sanders Methoden einführen zu lassen; nur um ein paar Prominente und Weitfahnen zu nennen: die Inder Prof. Dr. *P. R. Naidu,* Bangalore (1950), und Prof. Dr. *Naidu,* Mysore (1950), Prof. Dr. *F. J. Turner*-Berkeley (Californien, 1951), Dr. *N. Herz* von der American School of Classical Studies (1951/52).

Immer aufs neue erwies sich die Fernwirkung von Sanders Innsbrucker Mineralogenschule. Sie fand gerechte Würdigung in Sanders Ernennung zum *Ehrendoktor der Universität Göttingen* 1937 und in der Verleihung der *Gustav Steinmann-Medaille* der Geologischen Vereinigung (Sitz Bonn a. Rh.) an ihn am 22. April 1950. Je höher diese Auszeichnung im Range steht und je mehr sie nach ihrem Namensträger und nach dem Sinne der Stiftung (1938) dem galt, was Sander für die Alpengeologie geleistet hat, um so größer mag der Reiz gerade dieser Ehrung für ihn gewesen sein, der einst als „Geologe" abgelehnt worden war!

Über der Fernwirkung aber sei der *normale Lehr- und Forschungsbetrieb* nicht vergessen. Vor allem eines: Innsbruck wurde und blieb seit 1922 eine jener Hohen Schulen deutscher Sprache, wo Minera-

logie und Geologie d'accord sind, so zusammengehen, wie es zum Vorteil der Fächer, der Forschung und der Lehre ist. Und das hat zu wesentlichem Anteile innere Gründe: es beruht in erster Linie auf der sachlichen Abstimmung beider Fächer auf einander: einerseits reinliche Scheidung der Arbeitsbereiche, anderseits optimale Ausrichtung der Mineralogie-Petrographie auf die Geologie. Wir haben wiederholt auch in dem engeren Sinne gemeinsame Dissertanten gehabt, daß die Dissertation für den einen Teil vom Mineralogen, für den anderen vom Geologen betreut und begutachtet wurde und der Kandidat aus der Einflußnahme beider keinen Schaden, nur Nutzen zog.

Die Arbeiten der *Schüler* Sanders haben eine wesentliche Bereicherung und Vertiefung der Kenntnis zentralalpiner Gesteinstypen gebracht und damit die Geologie der Zentralen Ostalpen maßgeblich gefördert. Dazu gehören besonders die Untersuchungen *J. Ladurners, H. Ramsauers* (gefallen an der Murmansk-Front), *F. Karls* über Quarzgefüge, jene Ladurners, Fräulein *E. Felkels, Walter Sanders* und Fräulein *J. Schüllers* über Karbonatgefüge, Ladurners Arbeiten über Epidot und Korund, jene *H. J. Koarks* (heute in Schweden) über Serpentinite. Eine andere Arbeitsrichtung *(A. Fuchs, F. Karl, Ho Tso Lin,* ein chinesischer Dissertant, *H. J. Drong)* machte die Gefügeuntersuchungen der tektonischen Analyse zentralalpiner Gebiete dienstbar. Petrotektonisch in weiterer geologischer Anwendung (Kartierung) sind die Arbeiten *O. Schmideggs,* der Sanders so bedeutsam gewordene Erkenntnis der Schlingentektonik aus den zentralen und südlichen Ötztaler Alpen in andere Zentralalpengebiete verfolgte, und A. Fuchs', der auch in den Nördlichen Kalkalpen petrographisch arbeitete. Petrographisch im engeren Sinne ist *A. Kreuzeders* Bearbeitung des Pegmatits von Grasstein, sie knüpft an Sanders Erstlingsarbeit über den Brixner Granit an und brachte alte Aufsammlungen A. Cathreins zu Ehren. Immer wieder wurde auch die Sedimentpetrographie gepflegt *(W. Schwarzacher, R. Weynschenk, O. Schulz, H. Wopfner),* von den beiden letztgenannten Autoren mit besonderem Erfolg in den so viel erwähnten, aber früher noch nie exakt untersuchten Gosau-Schichten von Brandenberg und am Muttekopf. A. Fuchs ist im Begriff, einer alten Anregung Sanders folgend, die Sanderschen Methoden auch auf Schnee und Eis anzuwenden, wovon ein wesentlicher Fortschritt für die Gletscherkunde zu erhoffen ist.

Nach allem ist klar, daß mit an der Spitze der dankbaren Gratulanten die Universität Innsbruck steht und daß ihr Sprecher, gegenüber dem Kollegen und Freund, ihr Geologe ist.

R. v. Klebelsberg.

Aus dem Institut für technische Geologie der Technischen Hochschule Graz.

Die Deformationspläne des Grazer Paläozoikums östlich der Mur.

Von

H. Flügel.

Mit 1 gefügetektonischen Karte und 11 Gefügediagrammen.

(Eingelangt am 8. Dezember 1952.)

Im Zuge der Neuaufnahme des Grazer Paläozoikums wurden zur Klärung des kinematischen Geschehens Gefügeuntersuchungen durchgeführt. Nach Analyse günstig erscheinender Teilbereiche von Meterzehner- bis Kilometerausmaß (*Flügel,* 1951 a, 1951 b, 1952 a, 1953) wurde durch schrittweise Erweiterung des Homogenitätsbereichs versucht, die Ergebnisse auf größere Räume auszudehnen.

Es wird mit Absicht nicht auf die dynamisch-zeitliche Eingliederung der kinematischen Pläne in den tektonischen Bau eingegangen.

Die Definitionen der verwendeten gefügekundlichen Ausdrücke finden sich in den Arbeiten *Sanders* (1930, 1940, 1944, 1948, 1950).

A. Untersuchungsmethode.

Es wurden innerhalb des bearbeiteten Bereiches eine größere Anzahl von Gefügedaten (s-Flächen [s], B-Achsen [B], Lineare [L] usw.) eingemessen (insgesamt über 15.000 statistisch erfaßte Daten) bzw. bei Mehrdeutigkeit oder Unklarheit zur weiteren Untersuchung orientierte Proben entnommen. Die in den Diagrammen [1] zur Darstellung gelangten Bereiche gingen über den Kilometerbereich nur selten hinaus. Die Daten wurden für die jeweiligen Teilbereiche im Sammeldiagramm zur Darstellung gebracht und in der geologischen

[1] Diagramme (D. bezogen auf die gefügetektonische Karte; Diagr. bezogen auf den Text; Diagr. Abb. bezogen auf die Abbildungen). Es werden hiebei unterschieden:

Teildiagramme (Teildiagr.): Das Diagr. zeigt nur eine Datumsart eines betrachteten Bereiches.

Sammeldiagramm (Sammeldiagr.): Das Diagr. zeigt mehrere, verschiedene Arten von Daten des betrachteten Teilbereiches.

Synoptisches Diagramm (Syn. Diagr.): Das Diagr. zeigt nur eine (Syn. Teildiagr.): oder mehrere verschiedene (Syn. Sammeldiagr.) Arten von Daten mehrerer Teilbereiche.

Karte 1 : 10.000 verzeichnet. Gleichzeitig wurden die nach Prozenten ausgezählten β-Teildiagramme im Kartenblatt 1 : 50.000 eingetragen (vgl. gefügetektonische Karte, Abb. 1) und mit den Lagen von B ver-

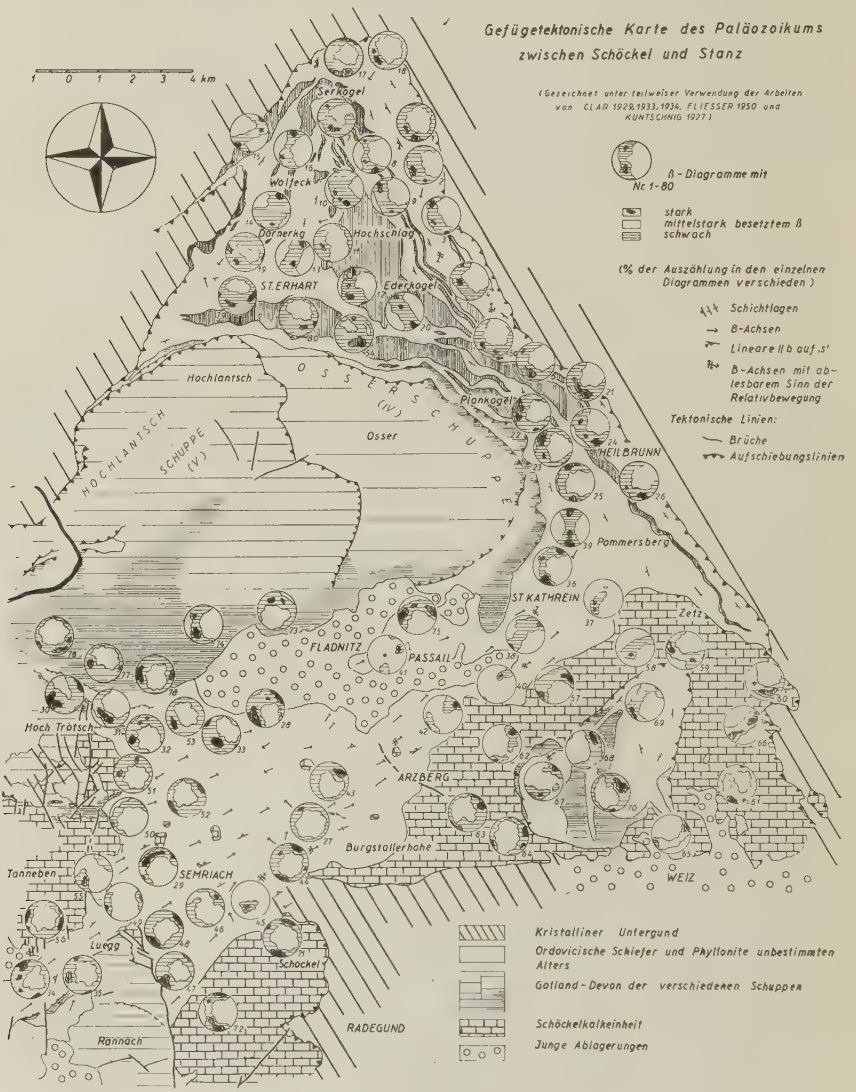


Abb. 1.

glichen. Dadurch war es möglich, größere homogene Bereiche zu erfassen. Die Überprüfung von Syntektonik von B und β war durch Vergleich der Sammeldiagr. bzw. der syn. Teildiagr. größerer Bereiche

möglich. Die Lage von β wurde durch π überprüft. Die Unzufälligkeit mittel- und schwachbesetzter β erfolgte nach *Fuchs* (1944), die Feststellung des Genitätsgrades nach *Flügel* (1951 b).

B. Beschreibung des flächigen und linearen Gefüges.

I. Der Bereich um den Serkogel.

Zirka 2 km ostwärts St. Erhart befindet sich an der Straße nach Gasen ein aufgelassener Plattenkalk-Dolomitsteinbruch. Die Kalke gehören einer steil bis mittelsteil WSW fallenden gotlandisch-devonischen Graphit-Kalkschieferserie an. Sie sind stärkstens verfaltet. Zur Festlegung der Achsenrichtungen wurde eine größere Zahl von s konstruktiv zum Schnitt gebracht. Da sie überblickbaren Biegefalten angehören, sind die Schnittgeraden B-Achsen. Das erhaltene Teildiagr. (D. 12 und Diagramm 1) läßt drei Achsenmaxima erkennen: Das Hauptmaximum (π_1) liegt um das regionale Flächenstreichen des Hochschlagzuges im NNW, die beiden Untermaxima (π_2 und π_3) fallen steil NW, bzw. mittelsteil SW. Die konstruktive Ebnung letzterer um π_1 läßt sie in SWS zusammenfallen. Die gleiche Richtung ergeben auf den Faltenschenkeln liegende Lineare parallel b (Lb) nach ihrer Abwickelung um die Faltenachse. Es zeigt dies, daß die starke Verfaltung durch die Interferenz verschiedenzeitlicher kinematischer Pläne entstanden ist: Plan A mit Achsen im SW wird von Plan B mit NNW-Achse überprägt. Die trikline Gefügesymmetrie entstand durch die nichtsymmetriekonstante Überprägung dieser beiden monoklinen Pläne [1].

Sie beherrschen den gesamten NO-Rand.

So zeigt, um nur ein Beispiel zu nennen, ein Hohlwegaufschluß (m-Bereich) in den Basisschiefern des Paläozoikums 5 km nördlich des beschriebenen Steinbruches in der Gemeinde Dickenbach (D. 2) folgendes, in seinem Bewegungsbild analoges Gefüge (Diagramm 2). Die Schiefer tragen auf s zwei sich spitzwinkelig schneidende Lb (u. d. M. überprüft!). Ihre Altersbeziehung ist feststellbar (jüngere Lineare verwischt an der Schnittstelle ältere). Während das jüngere Lb_2 mit B und dem β-Maximum im SSSO zusammenfällt, liegt Lb_1 mit gestreutem β-Untermaximum im SW. Wir erkennen auch hier beide Pläne (A) SW und (B) NNNW.

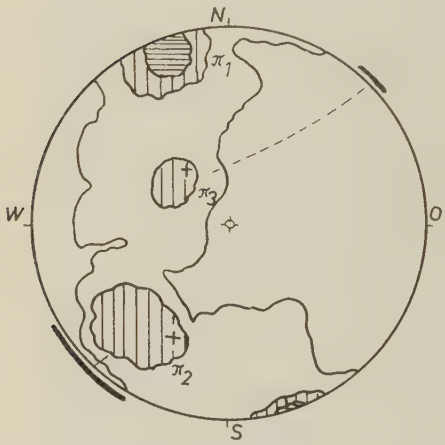
Diese aus dem m-Bereich gewonnene Erkenntnis läßt sich ohne Änderung auf den km-Bereich Straßeck—Stanz übertragen. Der Vergleich der β-Teildiagr. der Karte (D. 1 bis 12) zeigt die Persistenz der Maxima, wodurch die Homogenität dieses km-Bereiches in bezug auf die Achsenrichtungen SW und NNNW erwiesen scheint.

Dem, dem regionalen Streichen im NNNW entsprechenden β ist ein deutliches B und Lb_2 zuordenbar (Diagramm 3). Diese syntekto-

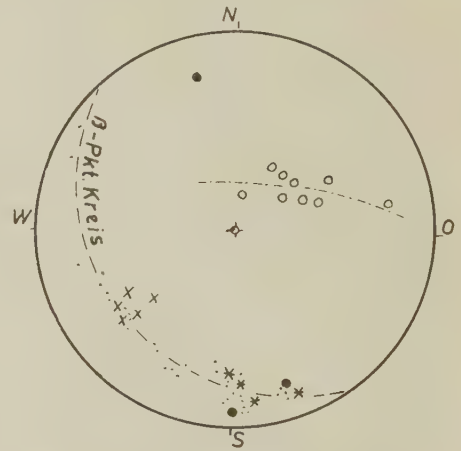
[1] Die kinematische Trennung und Typisierung der Pläne bedeutet noch nicht dynamisch-tektonische Trennung!

nische monokline Prägung des Flächen- und Achsengefüges wird durch eine O—W Einengung mit Verstellung von s (und Verstellung der auf s aufgeprägten Lb_1) erzeugt. Diese Einengung ist teilweise

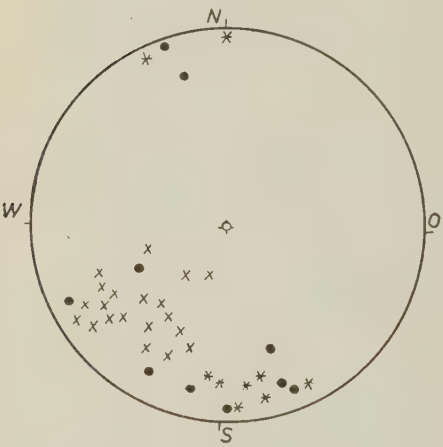
Zeichenerklärung zu den Diagrammen im Text.
B-Achsen = ●; β-Punkte = ·; Beta (β) = □; Lb = ×; s-Pole = ○



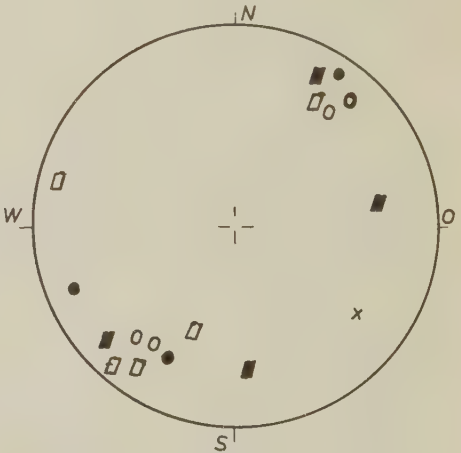
Diagr. 1. Flächendiagramm des Kalk-Dolomitsteinbruches ostwärts von St. Erhart. % über 17·3—8·6—1·3—0 (213 Punkte).



Diagr. 2. B L_b, β-Sammeldiagramm eines Schieferaufschlusses in der Gem. Dickenbach.



Diagr. 3. Syn. B, L_b-Sammeldiagramm des Bereiches Gasen-Stanz.



Diagr. 4. Syn. B, L_b-Sammeldiagramm des Paläozoikumwestrandes nördl. der Breitenau. Schwarz Westrand, weiß Gesteine des Dornerkogels.

von monisoklinaler Umfaltung begleitet. Zweimalig ablesbare Relativbewegung war Hangendes gegen Osten über Liegendes gegen Westen.

Das im SW gelegene β-Untermaximum der Teildiagr. bzw. das syn. Teildiagr. besitzt nur wenige zuordenbare B-Achsen. Dagegen tritt uns hier eine stark gestreute Häufung der Linearen entgegen. Somit zeigt sich auch hier syntektonische Prägung von B, β und Lb mit Symmetrieebene NW—SO.

Zwischen diesem bauhomogenen Ostrandbereich und dem Westrand des Paläozoikums schiebt sich eine nur wenig mächtige Tonschiefer-Kalkserie ein. Sie verflächt bei N—S-Streichen meist steil (D. 13). Die schlechten Aufschlüsse ließen nur wenige Messungen zu. Neben einem Hauptmaximum von β und B um N—S finden sich steile Falten und β-Achsen. Die polytrope Verfaltung flacher N—S-Achsen deutet auf O—W-Einengung zwischen starren Backen. Die steilen Achsen werden als jüngere Steilstellung gedeutet.

Die Devon-Ordovicschuppen des Paläozoikumwestrandes besitzen regionales SW—NO-Streichen (D. 14 bis 16; Diagramm 4). Wie das Syn. Sammeldiagr. von B und β dieses km-Bereiches zeigt, fallen beide mit dem Regionalstreichen syntektonisch geprägt zusammen. Der Vergleich der Teildiagr. zeigt Persistenz von B und β im Großbereich (Homogenität des Gef.) Diese Richtung entspricht in ihrer Symmetrie dem im Ostabschnitt erkannten Plan (A) mit Symmetrieebene NW—SO. Während im Osten diese Deformation von einer Einengung O—W überholt wird, die dem Gef. das Ostrandstreichen aufprägt, finden sich im Westen fast keine Anzeichen dieser Bewegung.

Im Norden des Paläozoikums sehen wir südlich von Stanz das Zusammentreffen der beiden Streichrichtungen (D. 17, 18). Diagramm 5 zeigt die Verhältnisse. Neben der stark ausgeprägten SW-Richtung, die durch B, β und Lb hervortritt, finden sich NNNW-Achsen. Wenn auch die Plan (A) entsprechenden Lagen stärkere Streuungen aufweisen, so sind sie trotzdem in diesem Bereich noch bedeutend kräftiger als die NNNW-Lage, die erst am Ostrand dominierend die SW-Richtung unterdrückt.

Anzeichen einer Umbiegung der regionalen Streichrichtungen mit Schlingenbildung, wie sie *Clar* (1935) vermutete, sind im schlecht erschlossenen Gelände nicht feststellbar (*Flügel*, 1952c). Es wurde daher versucht, konstruktiv die vermutliche Lage der Umbiegungsachse festzustellen (Diagramm 6). Die erhaltene Achse wurde mit den beobachteten Falten- und Flächenachsen verglichen. Es zeigte sich, daß keine Übereinstimmung besteht. Es erscheint daher das Vorhandensein derartiger Umlenkungen mit Schlingenbildung wenig wahrscheinlich.

Von Interesse sind die Karbonschichten des Dornerkogel (D. 19). Das Gefügebild zeigt den im gesamten Bereich vorhandenen Plan (A) mit B und β im SW sehr ausgeprägt. Daneben tritt aber um WWWN ein Untermaximum auf, dessen Prägung ohne B-Achsen erfolgte („Schein-B-Tektonik").

II. Die Zone des „Heilbrunner Streichens".

Zwei übereinanderliegende Ordovic-Devoneinheiten haben am Aufbau dieses km-Bereiches Anteil (*Clar,* 1935). Das NNW-Streichen der Ostrandeinengung tritt herrschend hervor (*Flügel-Metz,* 1951). Das diesem Plan entsprechende β findet sich zusammen mit B um SSO gehäuft (Diagramm 6). Die Persistenz dieses β, B zeigt die Karte (D. 20 bis 26).

Neben der NNW-Richtung finden wir als B und β die bereits im Raum um den Serkogel auftretenden Lagen im SW-Quadranten. Sie sind in den Teildiagr. schärfer zu erkennen als im Syn. Sammeldiagr. von B und β, wo sie durch das Auftreten eines weiteren Untermaximums um WNW beeinträchtigt werden. Dieses zusätzliche β, B-Maximum fällt mit dem, durch die Vereinigung der β-Punkte [1] der Teildiagr. entstandenen, übergeordneten β-Maximum zusammen (Diagramm 6). Die ausgeprägten β-Punktkreise, β-Kreise und übergeordneten β-Punktkreise erwiesen durch ihre Persistenz die Homogenität des Flächengefüges dieses km-Bereiches. Sie gehen auf linsige Zerscherung des Gef. und Prägung von β und B im WNW zurück. Die Symmetrie der Zerscherung ist monoklin mit Symmetrieebene (für übergeordneten β-Kreis und übergeordnete β-Achse SSW—NNO). Dieser Plan (C), der hier noch untergeordnet aufscheint, wird uns im Passailer Faltenfeld mit, durch vorgegebene Bauanisotropie bedingter, Drehung der Achse nach WSW—ONO dominierend entgegentreten. Er überprägt Plan (B) und erzeugt im Gefüge starke trikline Streuung.

III. Das Passailer Faltenfeld.

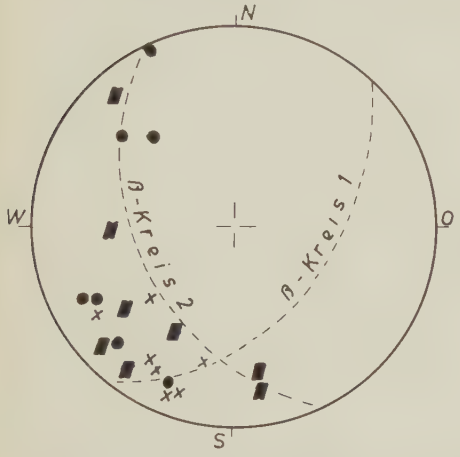
Dem regionalen NO—SW-Streichen der phyllonitisierten Schiefer (*Flügel-Maurin,* 1952) und Kalke (Marmore) des Passailer Feldes entsprechen, was bereits *Clar* (1935) und *Fließer* (1950) feststellen konnten, die Mehrzahl der zahlreichen Faltenachsen. Mit ihnen fallen syntektonisch die β-Achsen zusammen. Polytrope Verfaltung und gegensinnige Relativbewegung benachbarter Bereiche zeigen die Einengung des Gebietes zwischen „starren Backen".

---

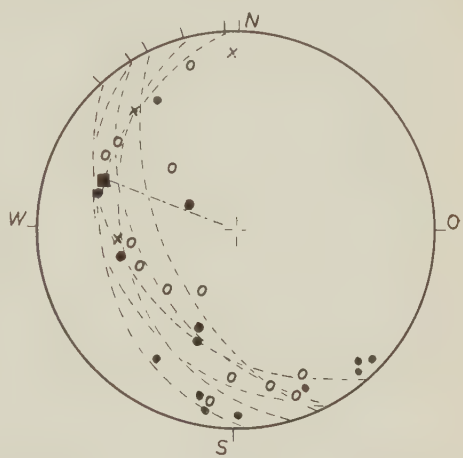
[1] β-Punkt und β-Punktkreis: Ein einzelner Schnittpunkt zweier s-Flächen, der keine im Aufschlußbereich erkennbare Faltenachse darstellt, wird als β-Punkt bezeichnet. Im β-Teildiagr. können die β-Punkte um einen Großkreis, den β-Punktkreis angeordnet erscheinen.

Übergeordnetes β: Vereinigt man die β-Punktkreise der β-Teildiagr. zu einem Syn. β-Teildiagr. eines größeren Bereiches, so können sich neue, übergeordnete β-Maxima ergeben, die in den Teildiagr. noch nicht oder kaum zum Ausdruck kommen. Es ergibt dies einen Hinweis auf den Grad der Genität des Bereiches.

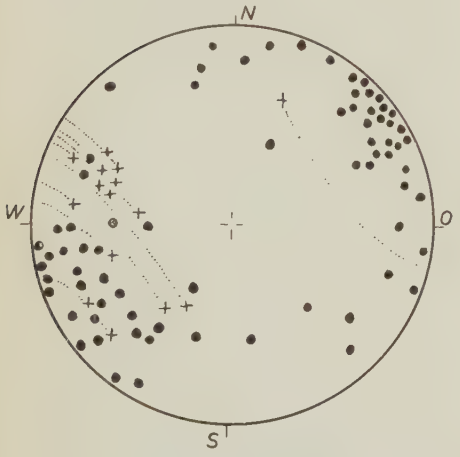
Neben diesen SW—NO-Achsen [Plan (C)] finden sich Lb (Runzelung auf s durch Zerscherung mit flexurartiger Biegung der Glimmerhäutchen), die bei starker Streuung eine Häufung im WWNW zeigen (Diagramm 7). Diese, auf verfaltetem s liegenden Linearen



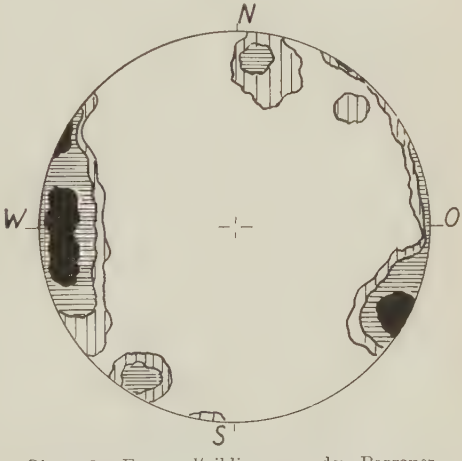
Diagr. 5. Syn. B, Lb-Sammeldiagramm des Paläozoikums südlich von Stanz.



Diagr. 6. Syn. β, β-Punktkreis, B, Lb-Sammeldiagramm des Bereiches Streberkogel-Zetz.



Diagr. 7. Syn. B, Lb Sammeldiagramm des Bereiches Passail-Semriach.



Diagr. 8. Fugenpolteildiagramm der Peggauer Wand (300 Fugen). % über 10—5—1—0.

sind um die SW-Achse horizontierbar und werden dabei merkbar am Horizont verengt. Ich deute sie als Hinweis auf einen älteren Plan mit Achse O—W.

Bemerkenswert ist das Auftreten von NNW streichenden Querfalten. Sie sind im Raume von Semriach deutlicher, im Passailer

Raum schwächer vertreten. (D. 26 bis 29). Sie sind vermutlich als B ⊥ B′ im Zuge der Einengung des Faltenfeldes mit Symmetrieebene NW—SO und Prägung von B NO durch Querstauchung zu deuten.

Besonders sei auf die Verhältnisse des Schremsgrabens hingewiesen. Das regionale Streichen der Gesteinszüge scheint hier im Gegensatz zum Passailer Faltenfeld NW—SO zu sein. Betrachtet man die β-Teildiagramme (D. 30 bis 32) so sieht man jedoch, daß diese Richtungen fast völlig fehlen. Das β, B-Hauptmaximum im SW entspricht homoachsial dem des Passailer Feldes. Ich deute dies als jüngere Überprägung mit Symmetrieebene SO—NW [Plan (C)] über bereits mit NW-Achse [Plan (B)] verfaltetem Bau.

Innerhalb des Bereiches der Tasche wurden nur vergleichsweise Messungen durchgeführt. Die Teildiagr. (D. 33, 34), noch deutlicher aber das Syn. Sammeldiagr. von B, Lb und β zeigen klar neben einer gestreuten β-, B-, Lb-Häufung um W bis SW ein β-Maximum begleitet von B um NNW. Letzterem entspricht symmetrologisch die Ostrandeinengung und das Schremsgrabenstreichen. Es könnte sich aber auch um b normal b′ bezogen auf B, β im WSW handeln.

IV. Das Fugengefüge der Peggauer und Feistritzer Wand.

Im Bereich der Untertagbauten der Peggauer bzw. Feistritzer Felsenwand wurden zur Klärung des Fugengefüges gegen 1000 Messungen, gewonnen aus maximal 10 m Teilbereichen durchgeführt.

Im Schöckelkalk der Peggauer Wand ergaben sich dabei zwei ausgeprägte Fugensysteme. Eines streicht pendelnd um N—S, das andere steht normal darauf (Diagramm 8). Beide fallen steil ein. Tab. 1 gibt die mittleren Fugenabstände im Vergleich zur Genität des Fugengefüges.

Tab. 1. *Mittlere Fugenabstände und Genität des Fugengefüges der Peggauer Wand.*

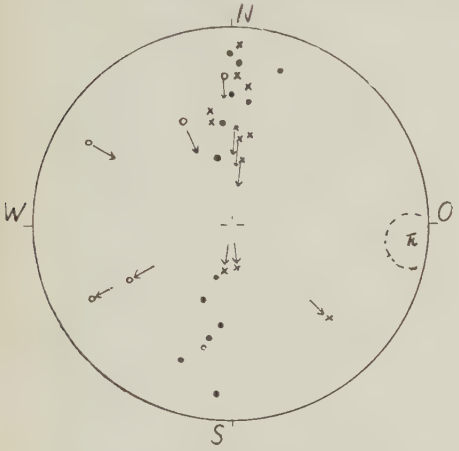
	O—W-Fugen	N—S-Fugen
Mittlerer Abstand M in cm	23·6	12·1
M max	28·5	37·5
M min	8·3	1·44
Schwankungsbreite in cm	20·2	36·06
Genität in %	30	27·5

Man erkennt deutlich die engen Beziehungen, die zwischen Fugengenität und Fugenabstand zu herrschen scheinen.

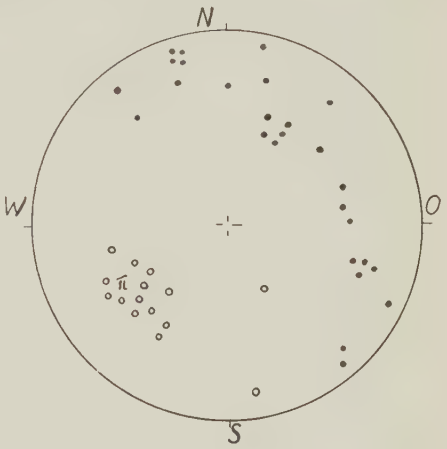
Die stark ausgeprägten N—S-Fugen des Schöckelkalkes der Peggauer Wand stellen ac-Reißfugen normal der Gef.-Achse B (β) und um diese Achse pendelnde hkO-Fugen dar.

Von Interesse sind die Scherfugen h0l. Sie tragen zum Teil rechtwinklig abknickende, kinematisch verschiedenzeitige, dynamisch wohl einzeitige Lineare La auf s. Ich fasse das in Diagramm 9 wiedergegebene Gefügebild als durch zweischarige Zerscherung mit ungleicher Betätigung der Scherflächen entstanden auf.

Ein ähnliches Gefüge zeigt der Fensterstollen in der Feistritzer Felsenwand (Diagramm 10). Neben einer scharfen Fugenpolhäufung in WSW (entsprechend mittelsteil ONO fallenden ac-Fugen) finden sich tautozonal um die WSW-Achse h0l-Fugen. Gegenüber dem Fugendiagr. der Peggauer Wand erscheint dieser Bereich um zirka 25 Grad entgegen dem Uhrzeigersinn verdreht.



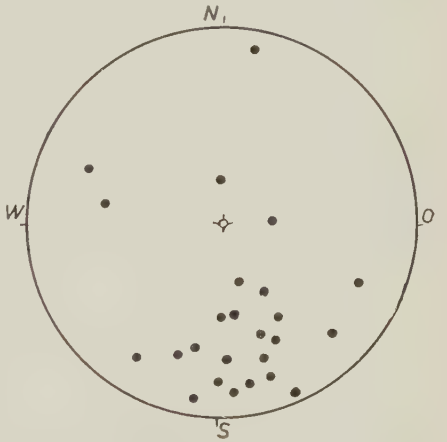
Diagr. 9. h01-Fugen Teildiagramm der Peggauer Wand mit Eintragung der an den Linearen meßbaren Teilbewegungen parallel a. Pfeilrichtung gibt Relativbewegungssinn des Hangendteiles an. Ringe jüngere L_a die ältere L_a (Kreuze) schneiden.



Diagr. 10. Fugenpolteildiagramm der Feistritzer Felsenwand.

V. Plattenkalke der Hochlantschunterlage.

Die β-Teildiagr., wie das Syn. Sammeldiagr. der Kalke nördlich von Fladnitz, zeigen zwei deutlich trennbare Häufungen (D. 73 bis 75). Das eine Maximum, entsprechend dem Streichen der Kalke, zeigt B und β im NO, das andere im NW. Läßt man dieses beiseite, so zeigt sich monokline Symmetrie. Dasselbe Bild bleibt auch weiter im Westen, trotz teilweiser Änderung des Streichens (vgl. D. 74) erhalten. Auf die lokalen Verdrehungen des Streichens ist das NW-Maximum zurückzuführen (B $\perp$ B'). Es wird im westlichen Abschnitt von vereinzelten B-Achsen begleitet.



Diagr. 11. Syn. B-Teildiagramm der Kalke südlich des Ederkogel.

Die Kalke des Schremsgrabens (D. 76 bis 78) weisen neben stark gestreutem WSW-Maximum ein schärferes im Norden und ein un-

deutliches im SO auf. β im Norden, wie β im WSW werden von B begleitet. Die starke Streuung der WSW-Achsen erklärt sich durch die jüngere Verstellung von s mit N-Achse [Plan (B)], die wir auch im Schremsgraben, ebenso wie im Schöckelstock erkannt haben. Dadurch ist auch ein Hinweis auf die vermutliche Zuordnung der WSW-Achsen zu Plan (A) gegeben.

Im Norden des Hochlantsch folgt über den Schiefern und Kalken des NO-Randes der Kalkzug des Mitteregger Kogels. Bei meridionalem Streichen zeigt er B und β um O—W (vgl. D. 79, 80). In diesen O—W streichenden Kalken drückt sich die Ostrandeinengung als Querfaltung mit SSO-Achsen bzw. als h0l-Fugen aus. Diese Querfaltung zeigt sich jedoch, im Gegensatz zu den NNNW-Falten der tektonisch tieferen Anteile, stark gestreut. (Im Fallen von 0 bis 90°!) Diese starke Streuung findet ihre Erklärung durch einen jungen Bewegungsplan N—S der zu starken Verstellungen der Achsen führte.

So findet man im Rahsgraben südlich des Ederkogel im Aufschlußbereich flache neben steilen Achsen mit gleicher Achsenebene vor, ohne daß Hinweise auf verschiedenzeitliche achsenprägende Pläne gegeben wären (D. 54, Diagramm 11). Besonders das Auftreten steiler Achsen innerhalb des meist mittelsteil gegen Süden fallenden Kalkzuges neben zahlreichen flachen Querfaltenachsen und ohne regionale Hinweise auf Schlingentektonik macht die Annahme einer jüngeren Verstellung der Querfalten bis zu ihrer Steilstellung wahrscheinlich.

Ein älterer Deformationsplan drückt sich zum Teil im SW-β, zum Teil in der Streichrichtung aus. Auch aus Symmetriegründen ist es naheliegend, diesen Plan in Beziehung mit Plan (A) zu bringen. Die Querfaltung entspräche dann Plan (B), die jüngere Verschuppung vielleicht Plan (C). Sie tritt in der weiteren Unterlage nur mehr im Dornerkogel stark abgeschwächt in Erscheinung.

Tab. 2. *Die Deformationspläne des Grazer Paläozoikums östlich der Mur.*

	Deformationspläne				
	Plan I	Plan (A)	Plan (B)	Plan (C)	Plan (D)
Serkogel		Westrand	Ostrand		
Breitenau (Flügel 1951 b)		A	B	C	
Heilbrunn		B, im SW	Ostrand	WNW B	
Passail	O—W Lb?			NO Streichen B ⊥ B'	
Mühlbachgr. (Flügel 1952 a)			I	II	III
Hochlantsch		NO-Achse	NW-Achse	Einengung N—S	

Zusammenfassung.

Abschließend soll in Tabellenform versucht werden, das beschriebene flächige und achsiale Gef. auf Grund symmetrologischer Vergleiche zusammenfassend wiederzugeben.

Es sei nochmals betont, daß mit der Aufstellung dieser kinematischen Pläne nichts über den dynamisch-tektonisch-orogenen Vorgang ausgesagt sein soll und daß die oben gegebene Zusammenstellung rein nach den symmetrologischen und relativzeitlichen Eigenschaften der einzelnen Deformationspläne erfolgte. Es kann jedoch bereits heute festgestellt werden, daß Plan I der variscischen, Plan A bis D der alpidischen Ära angehören dürften.

Literatur.

Clar, E., N. Jb. Min. etc. B. Bd. 74, B, 1935. — *Fließer, W.*, Diss. Univ. Graz, 1950. — *Flügel, H.*, Geol. u. Bauw. 1951 a. BHM. 1951 b. N. Jb. Mhf. 1952 a. Mitt. Nat. V. Stmk. 1952 b Anz. Akad. Wiss. Wien, 1952 c. Mitt. geol. Ges. Wien, 1953. — *Flügel-Maurin*, BHM. 1952. — *Flügel-Metz*, Anz. Akad. Wiss. Wien, 1951. — *Fuchs, A.*, N. Jb. Min. Abh. 1944. — *Sander, B.*, Gefügekunde d. Gesteine, 1930. Mitt. R. f. B. 1940. Mitt. R. f. B. 1944. Einführung i. d. Gefügekunde, 1948, 1950.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Graz.

Über einen Schriftgranit von Radegund bei Graz.

Von

Haymo Heritsch und **Peter Paulitsch.**

Mit 5 Textabbildungen.

(Eingelangt am 14. März 1953.)

F. K. Drescher-Kaden hat in mehreren Arbeiten (z. B. 1, 2, 3) auf rekristallisierte Quarzgefüge in Schriftgraniten hingewiesen.

In einer Reihe von Arbeiten (4, 5, 6, 7, 8) sind Ergebnisse über Untersuchungen an Schriftgraniten mit strengen Maxima (nicht rekristallisierten Quarzkörnern) mitgeteilt worden. Es handelt sich dabei um Bestimmungen des Drehsinnes der Quarzkörner und der Stellung der Rhomboederzonen (X-Achsen) in nicht rekristallisierten Schriftgraniten ohne „Köpfchenquarz" mit Hilfe optischer und röntgenographischer Methoden.

Im Zuge dieser Untersuchungen stießen wir auf einen Schriftgranit von Radegund bei Graz, der schon bei den ersten kursorischen Untersuchungen vermuten ließ, daß er ein Übergangsglied zwischen Schriftgraniten mit strengen Quarzmaxima und Schriftgraniten mit rekristallisiertem Quarzgefüge darstellt. Bei dieser ersten Deutung konnten wir uns auf optische Übersichtsvermessungen von *P. Sonnleitner* stützen. Es schien uns dieser Schriftgranit sowohl nach den in (5) und (7) geschilderten optischen und röntgenographischen Verfahren sowie auch nach gefügekundlichen Methoden untersuchenswert. Nach (6, 7, 8) sind nicht rekristallisierte Schriftgranitquarze durch konstante und parallele Lage der Z- *und* X-Achsen ausgezeichnet.

Handstückbeschreibung. In einem grauen, makroskopisch einheitlich erscheinenden Feldspat liegen Quarzstengel von mehreren Zentimetern Länge und 1 bis 4 mm Querschnitt subparallel zu der Zonenachse [100].

Dünnschliffbeschreibung. Unter dem Mikroskop ist am Mikroklin eine 3^0 bis 5^0 betragende Divergenz der optischen Vektoren und der Spaltungen festzustellen. Außerdem ist eine Verzwilligung nach dem

Albitgesetz in feinen Lamellen und größeren Bezirken zu beobachten. Bei Quarz sind zwei Haupttypen zu erkennen: 1. einheitliche Quarzkörper, die ganz an die Verhältnisse bei Schriftgraniten mit strengen Maxima erinnern („Einkorn"); 2. uneinheitliche Quarzkörper, die innerhalb eines Umrisses vollkommen aus Kleinkornaggregaten bestehen („Vielkorn"); vermittelnd dazwischen gibt es noch folgenden Fall: 3. in einem Umriß befinden sich neben einem großen „Einkorn" noch Kleinkornaggregate („Vielkorn").

Die „Einkörner" haben parallele Z-Achsen (U-Tisch). Daher wurde die endgültige Schlifflage normal zu diesen Z-Achsen geführt. Ein solcher Schliff, in Abb. 1 dargestellt, zeigt auf Grund der Lage der optischen Achse im Quarzstengel der „Einkörner" Querschnitte der Stengel.

Bestimmung des Drehvermögens und der Lage der Rhomboederzone für die „Einkörner". (H. Heritsch.)

Zunächst wurde in der geschilderten Lage (Z-Achse der „Einkörner" normal zur Schliffebene) ein Dickschliff hergestellt, in dem es nach (4) und (5) möglich ist, den Drehsinn der Quarzkörner zu bestimmen. Die geforderte Schlifflage war — worauf aber kein besonderer Wert zu legen ist — nicht genau erreicht worden. Die Quarze erwiesen sich als genügend durchsichtig, um in den einwandfreien Achsenbildern des Dickschliffes das Drehvermögen festzustellen. Das gelang naturgemäß nur bei den großen „Einkörnern" und ergab über den beobachteten Schliffbereich durchwegs Linksdrehung. Das „Vielkorn" konnte hauptsächlich auf Grund der kleinen Korngrößen nicht auf Drehung untersucht werden. Es würden aber auch viele der kleinen Körner wegen der von der Schliffnormale stark abweichenden Lage der optischen Achse nicht vermeßbar sein.

Eine schematische Zeichnung des Schliffes findet sich in Abb. 1. Die Umrisse der Quarzsubstanz gegen den Mikroklin lassen die Form der Querschnitte der Quarzstengel erkennen. Durch die Signatur ist auch die Art des Kornes kenntlich. Es bedeutet: punktiert, Linksdrehung eines „Einkornes"; freigelassen, kleinkörniges „Vielkorn". Die Körner des Vielkornes sind zu klein, um in der schematischen Zeichnung die Korngrenzen der Vielkörner untereinander einzutragen. Die obenerwähnten Arten der Quarzeinschlüsse (Einkorn, Vielkorn und wesentlich Einkorn + Vielkorn) sind in der Abb. 1 zu erkennen.

Darnach erfolgte, ebenfalls am Dickschliff (6, 7) die röntgenographische Bestimmung der Lage der Rhomboederzonen durch

optisch eingestellte Laueaufnahmen mit Durchstrahlungsrichtung parallel [0001] des Quarzes. Das Ergebnis dieser Untersuchung ist: 1. Alle „Einkorn"-Quarze haben bei Parallelstellung der Z-Achsen in einem strengen Maximum auch parallele X-Achsen; 2. es kommen unter den 33 röntgenographisch vermeßbaren Körnern 3 (9%) Dauphinéer-Zwillinge vor; 3. das scharfe Maximum der „Einkorn"-Quarze liegt im Gesetz Rose; 4. die Rhomboederzonen liegen so, daß die Kante zwischen positivem und negativem Einheitsrhomboeder in [001] des Mikroklins steht.

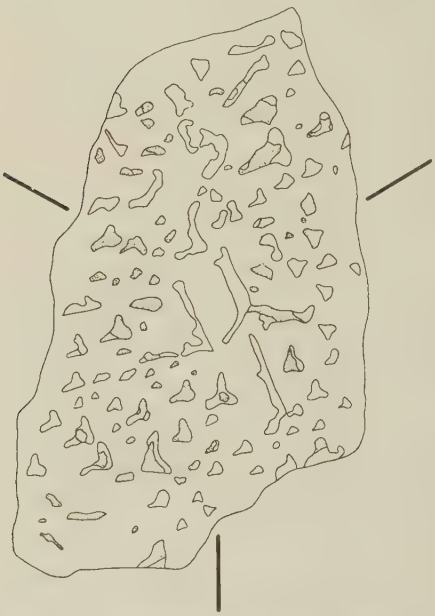


Abb. 1. Schriftgranit von Radegund. Schematische Zeichnung eines Schliffes fast normal auf (0001) des Quarzes. Die punktierten Körner zeigen die linksdrehenden »Einkörner« an. Die nicht ausgefüllten Umrisse bestehen aus »Vielkörnern«. Rechtsdrehende Körner erschienen im betrachteten Bereich nicht. Die drei Striche am Rande des Schliffes geben die Lage der positiven Rhomboederzonen (nur 9% Dauphinéerzwillinge) an.

Von einer bildlichen Darstellung dieser Verhältnisse in stereographischer Projektion konnte abgesehen werden, da sich der Fall *Radegund* völlig mit den Verhältnissen von *Zwiesel* (7, Abb. 3) bzw. mit dem Hauptmaximum von *Høgsjåen* (8, Abb. 1) deckt. Die von den Korngrenzen gebildeten Pseudoflächen stehen steilen Rhomboedern nahe; vgl. *Zwiesel* (7).

Besonders sei erwähnt, daß die Lauebilder der „Einkorn"-Quarze von *Radegund* — bei zwar einwandfreier Interpretationsmöglichkeit und Bestimmung der Rhomboederzonen — deutlich stark gestört sind. Die einzelnen Reflexe zeigen insbesondere Verschmierungen und Ausschwänzungen.

Eine Ausdehnung der röntgenographischen Untersuchungen auf die Kleinkornaggregate („Vielkorn") ist wegen ihrer Kleinheit nicht möglich.

Zusammenfassend kann über die Bearbeitung nach dem optischen Drehvermögen und nach der röntgenographischen Bestimmung der Rhomboederzonen des Quarzes gesagt werden, daß das „Einkorn" sich in nichts von den Fällen der Schriftgranite mit strengen Maxima (6, 7, 8) unterscheidet und somit als genetisch gleichwertig mit diesen aufzufassen ist.

Gefügeuntersuchung. (P. Paulitsch.)

Im Anschluß an die röntgenographische Festlegung der X-Achsen der „Einkorn"-Quarze sollte die Drehlage der „Vielkörner"-Quarze mit dem U-Tisch erfaßt werden. Hiebei waren Merkmale für eine eventuelle Trennung in beanspruchte und rekristallisierte Körner, sei es aus der Kornbeschaffenheit oder aus der Ortslage heraus, aufzusuchen.

Im Zusammenhang damit wurde die Frage nach den Bedingungen der Anordnung der Kleinkörner gestellt.

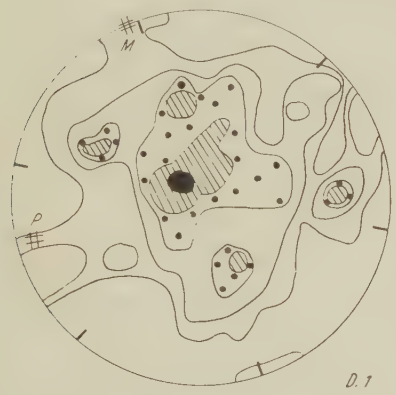


Abb. 2. Z-Achsen von 253 Schriftgranit-Quarzen: 33 »Einkörner« im zentralen Maximum; 220 »Vielkörner«. > 13—4—2—1—0,5—0 %. Mit Mikroklinorientierung P, M.

Abb. 3. Z-Achsen von 168 Schriftgranit-Quarzen; 68 »Einkörner« im zentralen Maximum; 100 »Vielkörner«. Mit Mikroklinorientierung. >40—5—4—1—0,6—0 %.

Ferner konnten Beobachtungen über die Lage der Undulation in den „Einkorn"-Quarzen, wie in den Kleinkörnern gemacht werden. Sie können auf *eine* einheitliche oder mehrere Beanspruchungsebenen hinweisen und bei den „Ein-Körnern" Aufschluß über den Kornmechanismus geben.

Zudem sollten auftretende Maxima der Kleinkörner typisiert und mit den bisher bekannten Quarzmaxima in Zusammenhang gebracht werden.

Die Bereiche der „Einkorn"-Quarze, die dem Gesetz Rose gehorchen, zeigen öfter vermeßbare Undulation. Sie kommt schon im Asterismus der Lauediagramme hervor.

Nach der röntgenographischen Untersuchung entsprechen die Dreiecksformen der Spur der Kante [m : r], siehe Abb. 1.

Innerhalb dieser Dreiecksformen tritt das Quarz-Kleinkorn auf. Seine Menge kommt in den weißen Bereichen der Abb. 1 zum Ausdruck. Es handelt sich hiebei i. w. um zwei Korngrößenklassen: 0·01 × 0·02 und 0·3 × 0·6 mm. Die Kornquerschnitte sind oft gelängt

und führen meist eine starke Undulation, wobei die undulierenden Bereiche von Bruchflächen getrennt sind oder eine „sekundäre" Verzahnung und Felderteilung besitzen.

Die vermessenen Winkel der undulösen Fächer und ihre Häufigkeit, gemeinsam für die Groß- und Kleinkörnerpaare, gibt folgende Tabelle wieder. Die Gradeinteilung wurde von 2^0 zu 2^0 gestuft, da der graphische Fehler in der Projektion schon $\pm$ 1^0 beträgt.

Undulation in Graden	Anzahl der Achsenpaare		Summe
	1. Schliff	2. Schliff	
2	2	—	2
4	6	10	16
6	13	15	28
8	16	16	32
10	14	8	22
12	7	5	12
14	3	4	7
16	3	1	4
18	2	—	2
20	—	1	1
22	1	—	1
			127

Bei der *Vermessung* beider Quarzarten wurde in zwei Schliffen ihre Orts- und Drehlage festgehalten. Die Lage der X-Achsen ist nur bei den „Einkorn"-Quarzen röntgenographisch bestimmt.

Die Diagramme Abb. 2 und 3 wurden im Schmidt-Netz, unten bei 1% Auszählkreis dargestellt. Die Diagramme Abb. 4 und 5 in stereographischer Projektion. Vom Quarz-Kleinkorn konnte nur die zweite Kornquerschnittklasse $0{\cdot}3 \times 0{\cdot}6$ mm vermessen werden, nicht der die Hieroformen verbindende Feingrus. Abb. 2 gibt die Verteilung von 253 [0001] der Quarze wieder, aus Schliff 1. Zudem ist die Orientierung eines Mikroklinindividuums eingetragen (P, M).

Das zentrale Maximum wird von den großen „Einkorn"-Quarzen gebildet; nur eine geringe Menge ($^1/_{10}$) der Kleinkörner, die in Ecken und Höhlen, zum Teil auch inmitten der Groß-Quarze auftreten, haben die gleiche Achsenlage.

Die Verteilung der weiteren Kleinkörner ist als seitlich gedehnter Gürtel beschreibbar, der etwa parallel zum Großkreis der Mikroklinfläche (010) ist. Die Ebene der Verbreiterung innerhalb dieses Gürtels läuft etwa parallel dem Großkreis der Mikroklinfläche P (001).

Zu bemerken ist noch die pseudohexagonale Verteilung der Untermaxima. Diese Untermaxima liegen auf Großkreisen, deren Azimute

jeweils etwa 30° und 60° betragen. Der Austritt dieser Zonen am Grundkreis ist markiert. Deutung später.

Zur Feststellung der Genität dieser Quarzachsenverteilung wurde ein zweiter gleichorientierter, aber nicht über- sondern nebeneinander liegender Schliff untersucht. Nach der röntgenographischen Kontrollaufnahme durch *H. Heritsch* sind die X-Achsen der „Einkorn"-Quarze gleichorientiert wie im ersten Schliff, desgleichen auch die Korngrenzen. Von einer Wiedergabe des Schliffbildes konnte daher abgesehen werden. Abb. 3 gibt die |001| Verteilung von 168 Quarz-

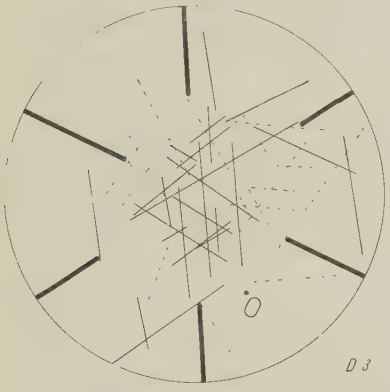


Abb 4. Undulationszonen der »Einkörner« im zentralen Maximum von 43 Achsenpaaren; Sammeldarstellung in stereographischer Projektion mit den Rhomboederzonen der »Einkörner« aus der röntgenographischen Bestimmung (Dicke Striche). // Zone m, r ausgezogen; // Zone a, s strichliert.

Abb. 5. Undulationszonen der »Vielkörner« von 95 Achsenpaaren. Sammeldarstellung in stereographischer Projektion, mit Mikroklinorientierung; P, M.

achsen wieder. Das zentrale Maximum bilden 68 „Einkorn"-Quarze. Die Anordnung der 100 Kleinquarze ist als Gürtel beschreibbar, dessen Pol unweit der Mikroklinfläche (001) liegt. Die Ebene der Verbreiterung innerhalb dieses Gürtels besitzt diesmal die Mikroklinfläche (010) zum Pol.

Die Lage der Untermaxima läßt die vom ersten Schliff her bekannte pseudohexagonale Verteilung vermissen, denn es treten nur vier Untermaxima auf (andere Kornzahl). Es liegen aber diese Untermaxima auf den identen Zonen mit den entsprechenden Azimuten von 30° und 60°.

Auch die Streckung des zentralen Maximums der „Einkorn"-Quarze geht entlang einer dieser Zonen.

Die Schnitte dieser Zonen mit dem Grundkreis sind markiert. Demnach liegt keine völlige Homogenität in den Achsenlagen der vermessenen und in Abb. 2 und Abb. 3 gegenübergestellten Kornzahlen

vor. Die Homogenität bezieht sich nur auf die gleiche Lage der Zonen, auf welchen die Untermaxima liegen.

Worauf diese Zonen rückgeführt werden können zeigt Abb. 4.

Sie gibt die vermessene Undulation von 43 Quarzachsenpaaren der „Einkörner" im zentralen Maximum wieder. Stereographische Projektion oben; R = 16°; O = Pol der Schliffnormale.

Da Homogenität bezüglich der Lage der Rhomboederzonen und der Undulationszonen herrscht, konnte ein Sammeldiagramm von 43 Quarzachsenpaaren hergestellt werden; 10 aus dem ersten Schliff, 33 aus dem zweiten Schliff.

Hiebei ist ersichtlich, daß die Zonenstücke, die die Fächer der Undulation nach Größe und Lage darstellen, gewisse Richtungen im „Einkorn"-Quarz bevorzugen.

Parallele bis subparallele und kristallsymmetrisch idente Zonenstücke der Undulation sind durch gleiche Linienart gekennzeichnet (ausgezogen, strichliert). Die Anzahl der in diesen Richtungen liegenden Undulationszonen ist von je 30° zu 30° ungleich. Da aber die Gesamtziffer 43 zu gering ist, wird der auftretenden Häufung noch keine Bedeutung zugemessen.

Für die „Einkorn"-Quarze ist die Stellung ihrer X-Achsen röntgenographisch bestimmt; es können demnach die in ihnen auftretenden Undulationszonen auf ihre Kristallachsen bezogen werden.

Dies wurde in der Projektion durch die Eintragung der Rhomboeder-Zonen der „Einkorn"-Quarze ausgeführt (dicke Striche).

Es verlaufen somit die Undulationszonen im „Einkorn":

1. In der Zone mit den Flächen m$(10\bar{1}0)$ und r $(10\bar{1}1)$; Zonenachse ist die Kante [m : r].

2. In der Zone mit den Flächen a $(11\bar{2}0)$ und s $(11\bar{2}1)$; Zonenachse ist die Verschneidung des trigonalen Prismas a mit der trigonalen Pyramide s.

Dasselbe gilt oft für Undulationswendungen im „Einkorn".

Die geringe Streuung der Undulationszonen kann auf die schwache Divergenz der Korngrenzen rückgeführt werden; siehe Abb. 1.

Auch die vermessenen Quarzfrakturen der „Einkörner" (insgesamt 31) weisen eine Häufung auf. Diese liegt unweit (5°) des Poles des Prismas m $(10\bar{1}0)$; daneben kommt auch 65° als Winkel zwischen optischer Achse und Bruchfläche vor.

Auch die Undulation der Kleinkörnerquarze bevorzugt bestimmte Richtungen. In Abb. 5 sind die Undulationszonen von 95 Quarzachsenpaaren (45 aus Schliff 1 und 50 aus Schliff 2) in stereographischer Projektion, oben, dargestellt, und zwar ohne Undulation der „Einkörner" im Zentrum. Die Orientierung eines Mikroklinindividuums ist eingetragen (P, M).

Die hier bevorzugten Richtungen verlaufen häufig parallel den Zonen, auf welchen die Untermaxima der Kleinkörner liegen, vgl. Abb. 2, 3, und parallel den Undulationsfächern der „Einkörner", vgl. Abb. 4. Doch besitzen die Pole der Undulationszonen der Kleinkörner verschiedene Polhöhen, und zeigen — nach einer hier nicht wiedergegebenen Projektion — eine Häufung unweit P (001) des Mikroklins und eine weitere bei $(10\bar{1}0)$, der Bruchfläche des „Einkorns"; und zwar 11 und 8 von 95. Die übrigen Pole der Undulationszonen der Kleinkörner lassen keine Konzentration erkennen.

Da aber die Stellung der X-Achsen der Vielkörner methodisch nicht erfaßt ist, können auch ihre Undulationszonen daraufhin nicht untersucht werden.

Zur Diskussion der beobachteten Undulation der „Einkörner": Quarz-Undulation und Zerbrechen zu Nadeln parallel Z ist nach *Sander* (9, S. 231) schon lange bekannt, und zwar nicht nur bis zu einer Achsendivergenz von 22^0, wie im vermessenen Falle, sondern bis zu 40^0 bis 70^0 (10, S. 1728). Neben Beobachtungen im Gefüge liegt auch schon eine Laueaufnahme von *Bermann* (in 10, S. 1737) eines Kornes mit künstlich erzeugter Undulation von 2 bis 3^0 und eines Porphyrquarzes mit 7^0 vor. Die Laueaufnahme letzteren Kornes zeigt Asterismus, der als axis of bending die Kante m : c besitzt.

Diese Feststellung stimmt mit der einen Beobachtung: Deformationsebene normal auf der Kante [m : c] überein: ausgezogene Striche in Abb. 4.

Für den hier beobachteten zweiten Fall: Undulationszone normal auf der Kante [a : c], in Abb. 4 die Rhomboederzonen halbierend und strichliert, kann aus der Literatur keine ähnliche Bestätigung entnommen werden.

Übereinstimmend mit anderen Bearbeitern wird festgestellt, daß Undulation oft gleichzeitig mit Ausbildung von Bruchflächen erfolgt. Das trigonale Prisma a wurde von *Anderson* (11) als Bruchfläche gefunden.

Zur Besprechung der Anordnung der Vielkörner wird bemerkt, daß eine ähnliche Gürtelverteilung von Quarzen bei *Drescher-Kaden* (2) Abb. 109 gefunden wurde, wobei auch dort ein Minimum um die Fläche M des Mikroklins vorliegt.

Der pseudohexagonalen Verteilung der Untermaxima laufen parallel die Undulationszonen der Vielkörner. Diese Undulationsfächer bilden nach *Ramsauer* (in 9) die Symmetrie-Ebenen des Gefüges ab. Da zudem Homogenität bezüglich der Lage dieser Zonen in Abb. 2 und Abb. 5 besteht, können sie mit (a_1c)—(a_3c) beschrieben werden.

Die Deutung der Untermaxima der Vielkörner kann sich auf die Beachtung der Querschliffe der Einkörner stützen. Diese zeigen Bruchflächen der Einkörner parallel bis subparallel der Basis, „Rhomboeder" und Prisma. Die Verteilung der Vielkörner kann demnach als Abbildung dieser Bruchflächen gedeutet werden, wobei als Winkel zwischen [0001] des Einkornes und den vom Vielkorn abgebildeten Bruchflächen etwa 0 bis 20° und rd. 40° überwiegen. Für eine geringe Anzahl der Körner an den Rändern mögen auch die Mikroklinstufen die Lage mitbestimmen.

Weiter wird darauf hingewiesen, daß einige Untermaxima auf den 42°-, 64°- und 72°-Kreis zu liegen kommen. Die Bedeutung dieser Kleinkreise ist von *Drescher-Kaden* (2) und *H. Heritsch* (8) besprochen worden.

Bezüglich der Deutung muß nochmals auf die statistische Unstetigkeit im Auftreten der Untermaxima in Abb. 3 gegenüber Abb. 2 verwiesen werden. Es kann demnach die Interpretation noch nicht diese Eindeutigkeit besitzen, wie in analogen Fällen von Quarz-Einkornscherungen in (9, D 4 bis 6). Es handelt sich hier um ein Aufzeigen der möglichen Zusammenhänge für weitere Schriftgranituntersuchungen.

Zusammenfassung.

In einem Schriftgranit von Radegund bei Graz können mit *F. K. Drescher-Kaden* (3) einheitliche Quarzkörper („Einkorn") und uneinheitliche Quarzkörper („Vielkorn") unterschieden werden.

Die Untersuchung der „Einkörner" auf ihren Drehsinn (5) ergab im untersuchten Bereich nur optische Linksdrehung (Abb. 1). Die röntgenographische Bearbeitung (7) der „Einkörner" lieferte für diese parallelen Z-Achsen auch Parallelstellung der X-Achsen. Unter den 33 Laueaufnahmen stammen 3 (9%) von Dauphinéer Zwillingen. Die Stellung des Quarzes zum Mikroklin entspricht dem *Fersmann*-Gesetz, *Rose* so, daß [001] des Mikroklins in der Kante zwischen negativem und positivem Einheitsrhomboeder steht.

Die Vermessung am U-Tisch ergab unter Zugrundelegung der röntgenographischen Bestimmung: Die Undulationszonen der Einkörner (Abb. 4) verlaufen

1. parallel der Rhomboederzone, mit Zonenachse [m : r],
2. die Rhomboederzonen halbierend, mit Zonenachse [a : s].

Die Verteilung der Vielkörner ist als breiter Gürtel beschreibbar, dessen Pol einmal (010) des Mikroklins (Abb. 2) — ähnlich Abb. 20 in (2) — das andere Mal (001) ist (Abb. 3). Die Lage der Untermaxima innerhalb dieser Gürtel folgt Großkreisen, deren Azimute 30° und 60° betragen. Zu diesen Großkreisen parallel treten häufig die Undu-

lationszonen der Vielkörner auf. Mit *Ramsauer* (in 9) können die oft parallelen Undulationszonen der Einkörner und Vielkörner als Abbild der Deformationsebenen (a_1c—a_3c) betrachtet werden.

Querschliffe zeigen Bruchflächen der Einkörner parallel Basis, Rhomboedern und Prisma. Die Maxima der Vielkörner sind als Abbildung dieser Bruchflächen deutbar, wobei in geringem Maße auch die Mikroklinstufen (2, S. 118) die Besetzung mitbedingen mögen.

Daneben wurde vermerkt, daß einige Rekristallisations-Maxima auf den 42°-, 64°- und 72° 23′-Kreis (2, Abb. 111; 8, Abb. 2 c) zu liegen kommen.

Hinsichtlich der Genese scheint uns folgende Deutung gegeben: Der am weitesten zurückliegende, erkennbare Zustand ist eine Quarz-Mikroklinverwachsung nach dem *Fersmann*-Gesetz, *Rose*, mit Stellung [001] des Mikroklins in der Kante zwischen negativem und positivem Einheitsrhomboeder; vollkommen entsprechend den Fällen *Zwiesel* und *Högsjåen* (7,8). Dieser Zustand wird durch eine Beanspruchung gestört, die sich in folgenden Erscheinungen auswirkt: 1. Undulation der „Einkorn-Quarze". 2. Bildung von Vielkörnern. 3. Undulation, Feingrus und Rekristallisation in kleinen Bereichen des Mikroklins.

In bezug auf dieses letzte Geschehen können die Quarz-„Einkörner" als Relikt aufgefaßt werden; vgl. D 8 in (9).

Literatur.

1. *Drescher-Kaden, F. K.*, Chem. d. Erde *14* (1942), S. 157 bes. S. 186 ff. — 2. *Drescher-Kaden, F. K.*, Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Springer, Berlin, 1948, bes. S. 132 ff. — 3. *Drescher-Kaden, F. K.*, Fortschr. d. Min. etc. *16* (1932), S. 61. — 4. *Heritsch, H.*, und *P. Sonnleitner*, Anz. Akad. Wien, math.-nat. Kl. 1950, Nr. 14. — 5. *Heritsch, H.*, Tscherm. Min. Petr. Mitt. (3. Folge) 3 (1953), S. 115. — 6. *Heritsch, H.*, Anz. Akad. Wien, math.-nat. Kl. 1951, Nr. 9. — 7. *Heritsch, H.*, Tscherm. Min. Petr. Mitt. (3. Folge) *3* (1953), S. 126. — 8. *Heritsch, H.*, Tscherm. Min. Petr. Mitt. (3. Folge) *3* (1953), im Druck. — 9. *Sander, B.*, Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, II. Teil. Springer, Wien, 1950, S. 154 ff. — 10. *Griggs, D.*, und *J. F., Bell*, Bull. Geol. Soc. America. Vol. 49 (1938), S. 1737. — 11. *Anderson, J. L.*, Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 56 (1945), S. 409.

Deformation Twinning on $\{10\bar{1}1\}$ and $\{02\bar{2}1\}$ in Experimentally Deformed Calcite.

By

Francis J. Turner, Berkeley, California, USA.

With 2 Figures.

(Received March 30, 1953.)

This paper records two minor features of the fabric of experimentally deformed crystals of calcite. The material studied consists of thin sections prepared from cylinders (2·5 cm × 1·25 cm). of various orientations, each of which was cut from a single flawless crystal of Iceland spar and deformed under controlled conditions by Professor *D. T. Griggs* of the Institute of Geophysics, University of California at Los Angeles. The experiments were carried out at temperatures of 20°—300° C and confining pressures of 5000 —10.000 atmospheres. The degree of shortening or elongation of individual cylinders ranges between 5% and 18% of the initial length. For details of experimental technique and some preliminary stress-strain data the reader is referred to a series of papers dealing primarily with experimental deformation of marble under similar conditions (*Griggs* and *Miller*, 1951; *Griggs, Turner, Borg* and *Sosoka,* 1951, 1953).

Throughout the range of our experimental conditions the mechanism of easiest deformation of calcite is twin gliding on $\{01\bar{1}2\}$[1] with the edge $(01\bar{1}2):(10\bar{1}1)$ as glide direction. The sense of gliding is such that upper layers of the crystal are relatively displaced toward the c axis. (Fig. 2; e.). Twin gliding on $\{01\bar{1}2\}$ is possible only for a restricted range of orientation of the crystal in relation to the applied stress: for extension parallel to the c axis or compression normal to it, all three $\{01\bar{1}2\}$ planes may be active; for extension normal to $(01\bar{1}2)$ the other two planes $(\bar{1}012)$ and $(1\bar{1}02)$ may be active; for extension normal to $(10\bar{1}1)$ the plane $(\bar{1}012)$ inclined at 71° to $(10\bar{1}1)$ may be active; for compression parallel to c, normal to $(01\bar{1}2)$, or normal to $(10\bar{1}1)$, and for extension normal to c, or

[1] For the sake of brevity, letter symbols are used in some parts of this paper, as follows: $e = \{0\bar{1}12\}$; $r = \{10\bar{1}1\}$; $f = \{02\bar{2}1\}$.

parallel to the cleavage edge $(10\bar{1}1):(0\bar{1}11)$ twin gliding on all three $\{01\bar{1}2\}$ planes is impossible.

Crystals oriented unfavorably for twinning deform by other mechanisms such as translation on $\{10\bar{1}1\}$. At 20° C much higher stress is necessary for this type of deformation than for twin gliding: but at higher temperatures there is notable decrease in resistance of the crystal to deformation by translation, and the strength of the crystal for translation approaches that for twinning (which is little affected by temperature within the range 20°—300° C).

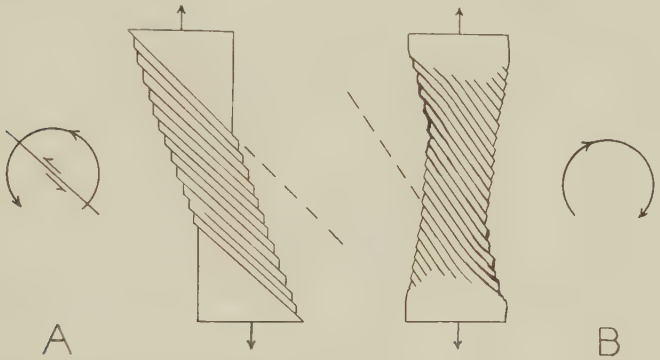


Fig. 1. Deformation (extension) by gliding on one set of slip planes. A. Ends of specimen free to move laterally; sense of internal rotation is shown. B. Ends of specimen fixed; sense of external rotation is shown. The angle between the two broken lines indicates the extent of external rotation of the deformed sector in B.

In *Griggs'* experiments the ends of the specimen are held in steel caps which tend to remain aligned along the axis of stress as deformation proceeds. Now gliding, whether by translation or by twinning, tends to cause relative displacement of opposite ends of the specimen transversely with reference to the axis of applied stress. Since this is impossible under present experimental conditions, it follows that the specimen cannot be strained homogeneously. Instead strain is concentrated in a central sector which, as deformation proceeds, is progressively rotated with reference to the fixed ends, which remain relatively undeformed (Fig. 1) a phenomenon well known to students of deformed metals (cf. *Barrett*, 1943, p. 303). To use the convenient terminology of *Sander* (e. g. 1948, p. 36) there is *external* rotation of the central deformed sector (and of visible glide planes within it) in a sense opposite to the sense of *internal* rotation of lines of particles within the deformed sector. The first rotation is measured with reference to external coordinates such as the axis of applied stress. The second is referred to internal coordinates such as the c axis of the (untwinned) crystal lattice. Obviously the ma-

terial in the relatively undeformed end sections of the specimen is subject to a complex system of stress, the applied compression or tension being only one component of this.

One of the minor effects of strain which we have observed in some specimens — especially in the end sections — is lamellar twinning on $\{10\bar{1}1\}$. Such twin lamellae are never abundant and invariably are narrow. They can have little significance regarding the principal mechanism of deformation of calcite over the range 20°—300° C; but they are of interest in demonstrating the possi-

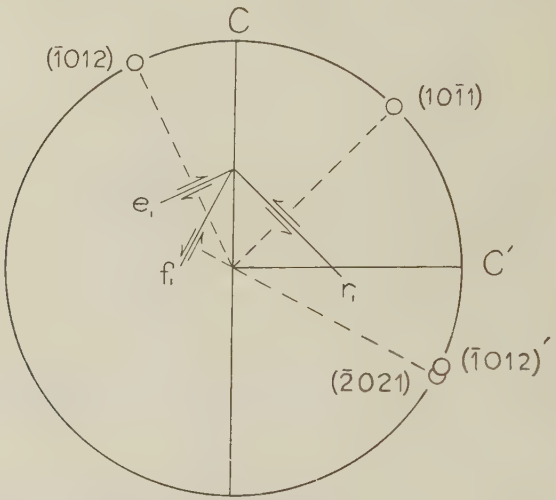


Fig. 2. Calcite, projection on plane normal to an *a* axis. Poles of planes (10$\bar{1}$1), (10$\bar{1}$2) and (2$\bar{0}$21) cozonal about *a*, are shown. *c* and *c'* are respective *c* axes of initial lattice and of lattice twinned on (10$\bar{1}$1). (1$\bar{0}$12)' is in twinned lattice. Sense of shear for twin gliding on (10$\bar{1}$1), (1$\bar{0}$12) and (2021 is indicated by arrows.

bility of limited twin gliding on $\{10\bar{1}1\}$ under rather restricted conditions of stress.

Typically $\{10\bar{1}1\}$ twin lamellae in our material are individually narrow (rarely as much as 0·01 mm wide), long (5—10 mm), and widely spaced (20 to 30 per cm). Though their orientation parallel to $\{10\bar{1}1\}$ can be identified with certainty by angular and zonal relations to $\{01\bar{1}2\}$ and the c axis, their internally twinned condition may be difficult to verify on account of their small thickness. The usual optical criterion for twinning — symmetrical difference in extinction between lamellae and host crystal — fails in this particular instance, since the respective c axes of the initial and twinned lattices are almost mutually perpendicular (cf. Fig. 2). In several sections, however, there are $\{10\bar{1}1\}$ lamellae thick enough

for two criteria of twinning to be distinguished. First, if the crystal is brought to extinction and the analyser is removed, the marked contrast in refractive index between lamella and host crystal is obvious, especially at the edge of the section. Secondly it is possible to measure and identify closely spaced secondary $\{01\bar{1}2\}$ lamellae within the $\{10\bar{1}1\}$ twin lamella. These approximate closely to $\{0221\}$ of the host crystal (Fig. 2); but no other occurrence of closely spaced $\{0221\}$ structures limited to bands bounded by $\{10\bar{1}1\}$ has been noted in nontwinned crystals.

Twin lamellae parallel to $(10\bar{1}1) = r_1$ have so far been observed only in material deformed at 20° C and 150° C. Orientations for twinning on $(10\bar{1}1) = \underline{r}_1$ [1] were observed are as follows:

1. Extension normal to $(01\bar{1}2) = e_2$. Resolved shear stress coefficient for $(10\bar{1}1)$ twin glide line — the normal to the edge $(10\bar{1}1):(10\bar{1}0)$, lying in $(10\bar{1}1)$ — is high (0·37).

2. Compression normal both to c axis and to the a axis which is parallel to r_1 and e_1. Resolved shear stress coefficient for $(10\bar{1}1)$ twin glide line is high (0·5).

3. Extension normal to $(10\bar{1}1) = \underline{r}_1$. Resolved shear stress coefficient for $(10\bar{1}1)$ twin glide line is zero.

4. Compression normal to $(10\bar{1}1) = \underline{r}_1$. Resolved shear stress coefficient for $(10\bar{1}1)$ twin glide line is zero.

5. Compression normal to $(\bar{1}012) = e_1$. A single $(10\bar{1}1)$ lamella was observed at the edge of one specimen. Resolved shear stress coefficient for $(10\bar{1}1)$ twin glide line is 0·37.

For orientations 1. and 2. the sense of gliding on $(10\bar{1}1)$ is such as to displace upper layers towards the c axis (cf. Fig. 2; r). For other orientations giving high resolved shear stress on the same plane and direction but in the opposite sense (e. g. compression normal to e_2), no $(10\bar{1}1)$ twins appear. Note, however, the exceptional case, 5. above, where a single $(10\bar{1}1)$ lamella was recorded in a specimen so stressed that the sense of resolved shear stress on $(10\bar{1}1)$ is the reverse of that favoring twinning in orientations 1. and 2. Finally it seems likely that, for orientations 3. and 4., complex stresses set up during external rotation of the middle section relatively to the ends of the specimen must be invoked to account for twinning on planes of zero shear stress as determined by simple compression or extension. Alternatively we would be obliged to conclude that twinning may develop mechanically by some means other than gliding in the twin plane and under stress acting at right angles to the twin plane.

[1] Planes eozonal with one another and with (0001) are marked with the same subscript, e. g. e_1 and $\underline{r}_1 = (\bar{1}012)$ and $(10\bar{1}1)$.

No undoubted lamellar twinning on $\{10\bar{1}1\}$ has yet been recorded in the many specimens of experimentally deformed Yule marble which have been examined in this department. However, dark continuous widely spaced partings parallel to $\{10\bar{1}1\}$ are not uncommon in grains unfavorably oriented for twin gliding on $\{01\bar{1}2\}$. These structures are quite different in appearance from common cleavage cracks; instead they are easily mistaken for some types of $\{01\bar{1}2\}$ lamellae. It is possible that these heavy partings parallel to $\{10\bar{1}1\}$ represent thin twin lamellae darkened by internal development of closely spaced secondary $\{01\bar{1}2\}$ partings; for the coefficient of resolved shear stress acting normal to the edge $(10\bar{1}1):(10\bar{1}0)$ in such lamellae commonly approaches the maximum possible value 0·5.

Sharp lamellar partings parallel to $\{02\bar{2}1\}$ are rather common minor structures in single crystals, and in calcite grains of marble, oriented unfavorably for $\{01\bar{1}2\}$ twin gliding. They are almost restricted to material deformed at low temperature (20° C and less commonly 150° C). Moreover the coefficient of resolved shear stress for the direction normal to the edge $(\bar{2}021):(\bar{1}010)$ in visible lamellae invariably is high. The sense of gliding (relative displacement of upper layers *away from* the c axis) is the same as that tentatively suggested by *Fairbairn* (1949), pp. 28, 29, 140) for twin gliding on $\{02\bar{2}1\}$ in dolomite (cf. Fig. 2; f_1).

Orientations of single-crystal specimens of calcite for which $\{02\bar{2}1\}$ partings have been observed are as follows. The resolved shear stress coefficient s for the assumed glide direction normal to $(2021):(\bar{1}010)$ is given in each case. All specimens were deformed at 20° C and 10.000 atmospheres; and no $\{02\bar{2}1\}$ lamellae were observed in correspondingly oriented material deformed at 300° C and 5000 atmospheres.

1. Compression parallel to c axis; $s = 0{\cdot}39$.

2. Compression normal to $(\bar{1}012) = e_1$. Lamellae developed parallel to $(\bar{2}021) = f_1$, but not f_2 or f_3. For f_1, $s = 0{\cdot}40$.

3. Extension normal to $(10\bar{1}1) = r_1$. A few lamellae parallel to $(\bar{2}021) = f_1$, but not f_2 or f_3. For f_1, $s = 0{\cdot}29$.

4. Extension parallel to edge $(\bar{1}101):(0\bar{1}11) = r_2:r_3$. Lamellae developed parallel to $(\bar{2}021) = f_1$. $s = 0{\cdot}48$.

Orientation of all specimens in the stress field is such that the relative displacement of upper layers parallel to visible $\{02\bar{2}1\}$ lamellae is away from the c axis (cf. Fig. 2). For orientation 1. all three $\{0221\}$ surfaces are identically stressed. For orientations 2., 3. and 4. the respective shear stresses on the visible lamellae f_1 and on

the undeveloped surfaces f_2 and f_3 act in mutually opposite senses, though the value of the resolved shear stress coefficient for f_2 or f_3 is relatively high for orientations 2. and 3.

The above evidence strongly suggests that gliding on (0221), in a direction normal to the rhombohedron-prism edge $(02\bar{2}1):(01\bar{1}0)$, and with the sense appropriate for relative displacement of upper layers of the crystal away from the c axis, is responsible for the development of visible $\{0221\}$ lamellae in calcite deformed at low temperatures. Such lamellae may possibly be twinned layers of submicroscopic thickness. In one specimen only — a single crystal compressed normal to $\{01\bar{1}2\}$ — several $\{0221\}$ lamellae were thick enough for optical recognition of their twinned character.

In complete agreement with the observations recorded above are data on the occurrence of visible $\{02\bar{2}1\}$ lamellae — never thick enough to be recognized as twins — in Yule marble deformed at 20^0 C and 10.000 atmospheres (cf. *Turner* and *Ch'ih*, 1951, p. 901). The grain orientation most favorable for development of $(\bar{2}021) = f_1$ lamellae in this material is such that the axis of applied compression lies somewhere between the c axis and the normal to $(\bar{1}012) = e_1$. This corresponds to orientations lying between 1. and 2. defined above for single crystals.

The program of experimental deformation of minerals and rocks and investigation of the resultant fabrics in the University of California has received constant encouragement and inspiration from Professor *Sander* and from Mrs. *E. B. Knopf* who first made his researches in *Gefügekunde* known to English-speaking geologists. It is a pleasure to Professor *Griggs* and myself to make our acknowledgment accordingly, in this volume dedicated to Professor *Sander*.

Literature.

Barrett, C. S., 1943. Structure of Metals, McGraw-Hill, New York. — *Griggs, D. T.*, and *W. B. Miller*, 1951. Deformation of Yule marble, Part I, Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 62, pp. 853—862. — *Griggs, D. T., F. J. Turner, I. Borg*, and *J. Sosoka*, 1951. Deformation of Yule marble, Part IV, Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 62, pp. 1385—1406. — *Sander, B.*, 1948. Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper, I. Springer, Vienna. — *Turner, F. J.*, and *C. S. Ch'ih*, 1951. Deformation of Yule marble. Part. III. Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 62, pp. 887—906.

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck.

Beiträge zur Typisierung von Falten.

II. Calcitfalten.

Von

Josef Ladurner.

Mit 2 Textabbildungen und 11 Gefügediagrammen.

(Eingelangt am 13. April 1953.)

An zwei Falten, entstammend den Marmoreinschaltungen der Unteren Schieferhülle und den Marmoreinschaltungen des Koralpen-Kristallins, wurde das Calcitgefüge und Glimmergefüge eingemessen und die Abwickelbarkeit der Falten geprüft. Für beide Falten ergab sich vollkommene Abwickelbarkeit und sie wurden als inhomogene, höchstsymmetrische Biegefalten gekennzeichnet mit Symmetrieebene nach (afcf) und (afbf) mit tangentialer Anordnung der Lote auf die zur Abwicklung herangezogenen Richtung g.

Die im folgenden angegebenen Koordinaten af bf, cf sind die in der Gefügekunde üblichen Koordinaten der Faltengestalt. Die Koordinaten des Korngefüges sind mit a, b, c, bezeichnet.

Nachdem in L 2 das Korngefüge inhomogener Quarzbiegefalten gekennzeichnet wurde, werden nun zwei Calcitfalten auf ihre Regelung und die Möglichkeit ihrer Abwickelbarkeit hin näher untersucht. Die eine der beiden Falten entstammt den Marmoreinschaltungen südlich des Hochfeilergipfels (Untere Schieferhülle der Tauern; Aufsammlung Dr. *Schmidegg*), die andere Falte entstammt den Glimmermarmoren des Koralpen-Kristallins (Fundort: Straßenkehre der Packstraße östlich Waldenstein) und wurde anläßlich der Exkursion des Mineralogisch-Petrographischen Institutes der Universität Innsbruck aufgesammelt und mir von Prof. *Sander* in liebenswürdigerweise zur Bearbeitung überlassen, wofür ich Herrn Prof. *B. Sander* herzlichst danke.

Für die in L 2 untersuchten Quarzfalten ergab sich auf Grund der Gefügeeinmessungen vollkommene und teilweise Abwickelbarkeit des Quarzgefüges und es lag für diese Untersuchungen an Calcitfalten die Frage zu Grunde, ob auch für diese Falten eine ähnliche Abwickelbarkeit bestehe wie für die Quarzfalten.

Die statistische Einmessung des Korngefüges dieser Falten (Calcit und Glimmer) erfolgte in der Weise, daß jede Falte in einzelne Teil-

bereiche radial zum Zentrum der Faltengestalt zerlegt wurde. Die Gefügeeinmessungen wurden auf eine mittlere Tangentenlage t an die jeweilige äußere Begrenzung der Falte im betreffenden Teilbereich bezogen.

Falte: Glimmermarmor, Packstraße

(östlich Waldenstein).

Diagramme D 1 bis D 7, Abb. 1.

Eine grobkörnige, helle, gefaltete Calcitlage mit verhältnismäßig wenig Glimmer innerhalb eines durch reichlichen Glimmergehalt bräunlichgrau gefärbten, gefalteten Glimmermarmors. Die Mächtigkeit der Falte beträgt in den Schenkeln im Durchschnitt 19 mm, im Faltenscharnier nur unwesentlich mehr (25 mm). Die Glimmer sowohl innerhalb der hellen gefalteten Calcitlage, als auch außerhalb dieser Calcitlage liegen parallel der durch die gefaltete Calcitlage gegebenen Kontur. Eingemessen wurde das Calcit- und Glimmergefüge der hellen gefalteten Lage innerhalb des dunkleren Glimmermarmors in einer Reihe von Teilbereichen im Schliff ⊥ b (B) des Gefüges. Die Teilbereiche wurden so gewählt, daß je ein Teilbereich in einem der beiden Schenkel liegt, das Faltenknie selbst wurde in drei Teilbereiche zerlegt (vgl. hiezu Abb. 1). Gefügeeinmessungen wurden in den äußeren und inneren Teilen der hellen Calcitlage durchgeführt.

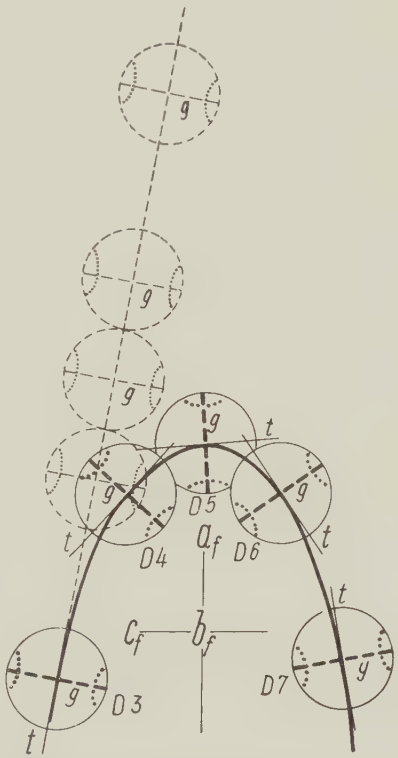


Abb. 1. Calcitfalte: Packstraße östl. Waldenstein, tangentiale Anordnung der Lote auf die zur Abwicklung herangezogene Richtung g. Falte vollkommen abwickelbar (vergl. Diagramm D 3—D 7). Höchstsymmetrische Biegefalte.

Das Calcitgefüge ist grobkörnig, die Kornquerschnitte im Schliff ⊥ b (B) sind teils isometrisch, teils gelängt subparallel a des Korngefüges dessen örtliche Koordination a b c von den Koordinaten der Faltengestalt af bf cf zu unterscheiden sind. Das Verhältnis längster

Korndurchmesser zu dem darauf senkrecht stehenden Korndurchmesser beträgt im Mittel 0·937 mm : 0·629 mm, der mittlere Korndurchmesser der isometrischen Kornquerschnitte beträgt 0·659 mm. Die Kornkonturen sind scharf und geradlinig, manchmal etwas gezackt. Kristallographische Begrenzung nach $(10\bar{1}1)$ ist an manchen Körnern vorhanden. Zwillingslamellen nach $(01\bar{1}2)$ sind nicht sehr häufig.

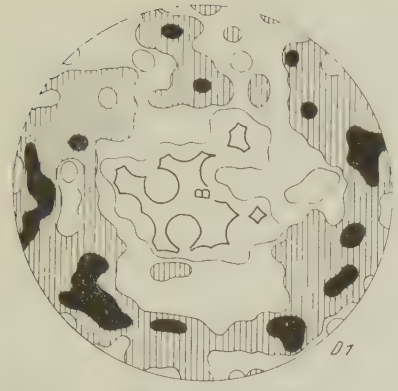
Die Glimmer sind im vorliegenden Handstück hellbraun, unter dem Mikroskop zeigen sie einen Pleochroismus von $n\alpha$ farblos zu $n\gamma$ hellgelbbraun; die Auslöschungsschiefe $n_\gamma/a = 2^0$; $2\,V\alpha$ um 2^0; n liegt etwas über 1·54, n_γ ist größer als 1·54, die negative Doppelbrechung liegt um 0·042; wahrscheinlich also eisenreicher Phlogopit. Einzelne im Handstück gebogene Glimmer zeigen unrückläufige Deformation. Die Glimmer sind nicht elastisch.

Die Glimmer liegen polygonal angeordnet mehr oder weniger parallel zur Außengestalt der Falte, aber auch stärker abweichend davon, vereinzelt bis zu Einstellungen senkrecht zur Faltenkontur. Gebogene Glimmer sind sehr selten und kommen auch im Faltenknie nur ganz vereinzelt vor. Im Faltenknie sind die Glimmer ebenfalls polygonal angeordnet. Die Kontur der Falte ist also durch sedimentäres s gegeben.

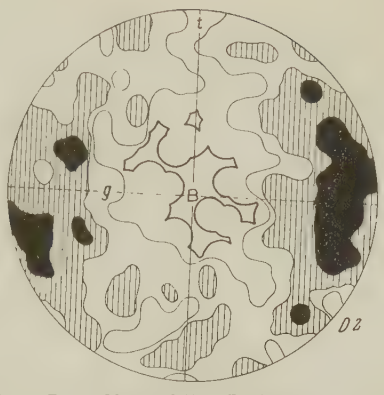
Innerhalb dieser grobkörnigen, zur Falte gebogenen Calcitlage liegt eine schmale Zone parallel zur Faltenkontur, die aus kleinen, nicht mehr einmeßbaren Calcitkörnchen, meist stark undulösen kleinen Quarzen, die im grobkörnigen Calcitgefüge fehlen und aus feinen Glimmerschüppchen zusammengesetzt ist. Dazu kommt noch etwas farblose Hornblende (Tremolit).

Gefügeeinmessungen. Die Calcit-c-Achsendiagramme der einzelnen an der Falte unterschiedenen Teilbereiche wurden zunächst zu einem Sammeldiagramm (Diagramm D 1) vereinigt, bezogen auf den allen Diagrammen gemeinsamen Schliffindex, also in unverlagerter Anordnung zueinander, also einen inhomogenen Bereich bedeckend. Dieses Sammeldiagramm D 1 zeigt einen ausgesprochenen Gürtel senkrecht zur Faltenachse B, mit einer größeren Zahl von Untermaxima, die gleichmäßig über den ganzen Gürtel verteilt sind und mit der für Calcit-B-Tektonite charakteristischen Lage der Hauptbesetzungen im (a c)-Gürtel mit einem Abstand von zirka 26^0 von der Peripherie und mit einer Reihe peripherer Unterbesetzungen.

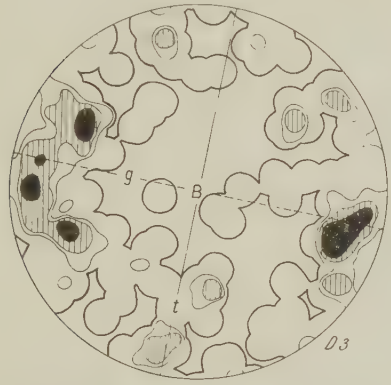
Wickelt man nun diese Falte konstruktiv ab, das heißt, bringt man die einzelnen, den verschiedenen Teilbereichen entnommenen Teildiagramme mit ihrer zugehörigen mittleren Tangentenlage t nach einer sinngemäßen Drehung miteinander zu Deckung, so ergibt sich ein vom Diagramm D 1 deutlich verschiedenes Diagramm. Dieses



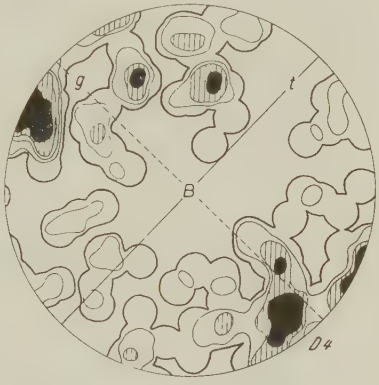
Diagr. D1. Marmorfalte, Packstraße, ⊥ B, Sammeldiagramm, 567 Calcit-c-Achsen, bezogen auf den Schliffindex, 3-2—1-0·5—0·2, 0%.



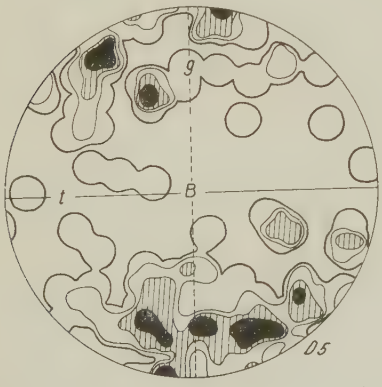
Diagr. D2. Marmorfalte, Packstraße, ⊥ B, Sammeldiagramm 567 Calcit-c-Achsen, Falte abgewickelt auf t, 4—2—1—0·5—0·2, 0%



Diagr. D3. Marmorfalte, Packstraße, ⊥ B, Teildiagramm, Faltenschenkel, 145 Calcit-c-Achsen, 7—4—3-2—1, 0%.



Diagr. D4. Marmorfalte, Packstraße, ⊥ B, Teildiagramm, Faltenknie, 95 Calcit-c-Achsen. 8—4—3—2-1, 0%.



Diagr. D5. Marmorfalte, Packstraße, ⊥ B, Teildiagramm, Faltenknie, 91 Calcit-c-Achsen, 7 4—3—2 -1, 0%.

Diagr. D6. Marmorfalte, Packstraße, ⊥ B, Teildiagramm, Faltenknie, 116 Calcit-c-Achsen, 7-4—3—2—1, 0%.

Diagramm D 2 der abgewickelten Falte läßt zwar auch noch einen Gürtel $\perp$ B erkennen, zwar nicht mehr so geschlossen wie in Diagramm D 1, die Untermaxima aber, die im Diagramm D 1 gleichmäßig über den ganzen Gürtel verteilt sind, liegen im Diagramm D 2 um den Pol von t und bilden hier Kleinkreisbesetzungen mit $r = 26^0$ um den Pol von t (mittlere Tangentenlage). Dies entspricht der in L 3 und L 4 durch zahlreiche Beispiele belegten mittelbaren Einregelung der c-Achsen des Calcits bei unmittelbarer Einregelung des flachen Rhomboeders e $(01\bar{1}2)$ in s-Flächen des Gefüges. Die Ausebnung dieser Falte ergibt also einen deutlichen S-Tektonit mit Andeutungen einer B-Achse.

Vergleicht man nun die Teildiagramme D 3 bis D 7, die den einzelnen Teilbereichen der Falte entnommen sind und in unverdrehter Lage zueinander wiedergegeben sind mit dem Sammeldiagramm D 2, so zeigen alle diese Teildiagramme ein dem Sammeldiagramm D 2 ähnliches Gefügebild in bezug auf die im betreffenden Faltenbereich mittlere Tangentenlage t der äußeren Faltengestalt. Überall ergibt sich ein scharfes Hauptmaximum mit einer deutlichen Kleinkreisbesetzung im Abstand von 26^0 um den Pol von t, also das Gefügebild eines Calcit-S-Tektonits, allerdings keines reinen S-Tektonits, sondern immer mit einer mehr oder weniger deutlichen Annäherung an das Gefügebild eines Calcit-B-Tektonits. Abb. 1 zeigt die Anordnung der einzelnen Teildiagramme in bezug zur Faltengestalt, wobei t die Tangente an die äußere Faltengestalt im betreffenden Teilbereich bedeutet, die strichlierte, dicke Gerade g ist die Verbindung zwischen dem Mittelpunkt der Projektion und dem peripher gelegenen Mittelpunkt jener deutlichen Kleinkreisbesetzungen um den Pol von t, die in Abb. 1 durch punktierte Bögen dargestellt sind. Bei Abwicklung dieser Falte zeigt sich, wie dies in Abb. 1 strichlieri gezeichnet ist, daß die Richtungen g in der abgewickelten Falte parallel zueinander liegen, daß also eine vollkommen abwickelbare Falte vorliegt.

Legen wir af bf cf als Koordinaten der Faltengestalt so wie in Abb. 1 in die Falte, so ist im Falle dieser Falte neben (af cf) auch noch (af bf) Symmetrieebene der Falte, sowohl nach Gestalt als auch nach Kornbau.

Als Ausgangszustand vor der Deformation zur Falte kann also auf Grund der vollkommenen Abwickelbarkeit dieser Falte ein geregeltes Calcitgefüge angenommen werden mit der Einregelung von e $(01\bar{1}2)$ in s des Gefüges. Bei der Krümmung dieses Calcitgefüges zur Falte ist keinerlei Änderung hinsichtlich der Orientierung der einzelnen Calcite in bezug auf s eingetreten, ganz wie dies in einer

nachkristallinen Biegefalte mit Glimmer hinsichtlich (001) des Glimmers der Fall ist.

Zur weiteren Kontrolle der Abwickelbarkeit wurde noch das Glimmergefüge in den einzelnen Teilbereichen eingemessen. Es ergab sich für die Glimmer in jedem einzelnen Teildiagramm ein betontes Maximum im Pol der mittleren Tangentenlage t an die äußere Faltengestalt im betreffenden Teilbereich. Auch für die Glimmer ließ sich, gleich wie für Calcit, eine vollkommene Abwickelbarkeit nachweisen.

Ähnliche Gefügeeinmessungen wurden auch an der Innenseite des Faltenscharniers gemacht und ergaben hier, gleich wie an der Außenseite der Falte, in bezug auf die jeweilige mittlere Tangentenlage t' der Innengestalt der Falte zuordenbare Achsenhäufungen auf Kleinkreisen um den Pol von t' und eine vollkommene Abwickelbarkeit bei konstruktiver Ebnung der Falte. Unterschiede hinsichtlich der Korngrößen an der Außenseite des Faltenscharniers und an der Innenseite des Faltenscharniers sind nicht gegeben. Die Glimmer zeigen auch hier ähnlich wie an der Außenseite der Falte eine im großen und ganzen bogenförmige Anordnung der untereinander nicht parallelen Glimmerplättchen, ohne daß die einzelnen Glimmerblättchen Biegung zeigen.

Falte: Glimmermarmor südlich Hochfeiler-Gipfel.

Diagramm D 8 bis D 11, Abb. 2.

Ein heller, zuckerkörniger Calcitmarmor, der durch feine mit lichthellbraunem Glimmer besetzte Einschaltungen ein lagenförmiges Aussehen erhält. Im Calcitgefüge zwischen den in unregelmäßigen Abständen aufeinander folgenden, mit Glimmer dicht besetzten feinen Lagen tritt Glimmer nur spärlich auf. Calcit und Glimmerlagen sind deutlich zur Falte gekrümmt, im vorliegenden Handstück mit senkrecht aufeinander stehenden Faltenschenkeln.

Der Dünnschliff $\perp$ b (B) zeigt ein Mosaik verschieden großer Calcitkörner, zum Teil mit isometrischen, zum Teil mit länglichen Kornquerschnitten. Bei den isometrischen Kornquerschnitten liegt der mittlere Korndurchmesser bei 0·701 mm, im einzelnen zwischen 0·256 mm und 1·536 mm, bei den heterometrischen Kornquerschnitten ist das Verhältnis vom längsten Durchmesser zu dem darauf senkrecht stehenden Durchmesser im Mittel 0·891 mm : 0·553 mm. Die Kornkonturen sind geradlinig bis leicht verzahnt, die Korngrenzen scharf. Die im Handstück lichthellbraunen Glimmer sind unter dem Mikroskop farblos, die Auslöschungsschiefe $n_\gamma/a = 2{\cdot}7^0$ (Mittelwert), $2\,V_\alpha$ um 2^0; n_α etwas über 1·54, n_γ ist größer als 1·54; die

negative Doppelbrechung liegt um 0·038; also wahrscheinlich ein eisenärmerer Phlogopit. Die Glimmer sind nicht elastisch.

Als weitere Gefügegenossen kommen noch Quarz, oft in Tropfenform, vereinzelt Apatit und dann noch Albit vor. Die Glimmer bilden selten zusammenhängende geschlossene Lagen, sie liegen meist als Einzelkorn im Calcitgefüge. Gebogene Glimmer fehlen im untersuchten Gefügebereich.

Gefügeeinmessungen. Die Gefügeeinmessungen erfolgten im Schliff ⊥ b (B) in den beiden aufeinander senkrecht stehenden Schenkeln dieser Falte und sie wurden auch hier wieder auf eine mittlere Tangentenlage t an der betreffenden Faltenstelle bezogen. Diagramm D 8 und D 9 sind die Teildiagramme aus diesen beiden Faltenschenkeln. Beide Diagramme zeigen eine deutliche Besetzung um den Pol von t wieder mit der für Calcit-S-Tektonite kennzeichnenden Achsenanordnung auf einem Kleinkreis mit $r = 26^0$ um den Pol von t. Der Pol von t selbst zeigt in beiden Diagrammen einen deutlichen Abfall in der Besetzungsdichte. Diesem Achsenminimum im Pol von t entspricht ein Maximum von Loten auf e $(01\bar{1}2)$, wie es in L 3, 4 durch zahlreiche Beispiele belegt ist. Gegenüber einem reinen S-Tektonit zeigen diese Gefügediagramme D 8 und D 9 eine leichte Ausweitung der Besetzung um den Pol von t in Ebene (a c) des Gefüges.

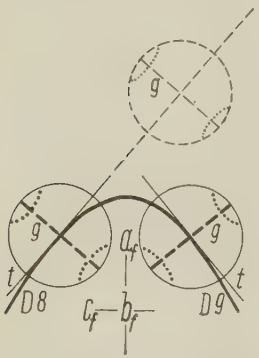
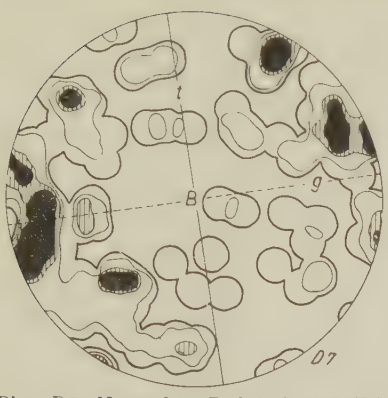


Abb. 2. Calcitfalte, südlicher Hochfeiler-Gipfel, tangentiale Anordnung der Lote auf die zur Abwicklung herangezogenen Richtung g. Falte vollkommen abwickelbar (vgl. Diagramme D 8, D 9). Höchstsymmetrische Biegefalte.

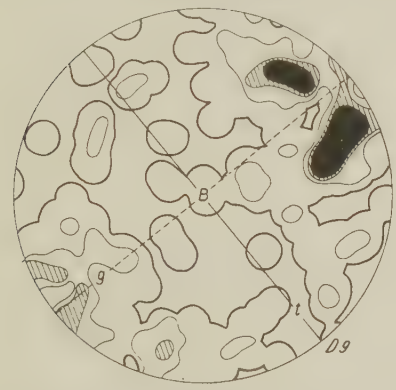
Wickelt man nun diese Falte gleich wie im vorangegangenen Beispiel konstruktiv ab (siehe Abb. 2, strichlierte Zeichnung) und bringt nach sinngemäßer Drehung die beiden t zur Deckung, so ergibt sich als Sammeldiagramm aus den beiden Teildiagrammen D 8 und D 9 das Diagramm D 10. Diagramm D 10 zeigt eine sehr deutliche Kleinkreisbesetzung um den Pol von t, wieder mit einer leichten Andeutung eines Gürtels in Ebene (a c).

Legt man aber, ohne die Falte abzuwickeln, die Teildiagramme D 8 und D 9 aus den beiden Schenkeln mit dem gemeinsamen Schliffindex übereinander, so ergibt sich ein deutlicher und ziemlich gleichmäßig besetzter Achsengürtel ⊥ B (Diagramm D 11) mit der für Calcit-B-Tektonite charakteristischen Lage der Maxima etwa 26^0 von der Peripherie entfernt und mit deutlich unterbesetzten peripheren Stellen.

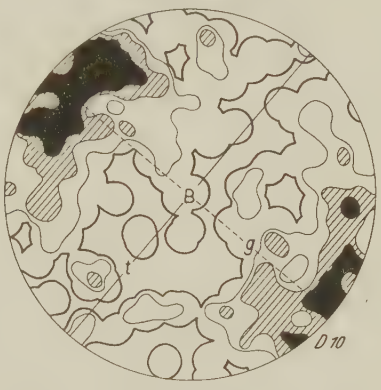


Diagr. D7. Marmorfalte, Packstraße, ⊥ B, Teildiagramm, Faltenschenkel, 120 Calcit-c-Achsen, 7–4–3–2–1, 0%.

Diagr. D8. Südl. Hochfeiler-Gipfel, Faltenschenkel, ⊥ B, Teildiagramm, 115 Calcit-c-Achsen, 8–4–3–2–1, 0%.



Diagr. D9. Südl. Hochfeiler-Gipfel, Faltenschenkel, ⊥ B, Teildiagramm, 160 Calcit-c-Achsen, 7—4–3—2—0·6, 0%.



Diagr. 10. Südl. Hochfeiler-Gipfel, Faltenschenkel, ⊥ B, Sammeldiagramm, 275 Calcit-c-Achsen, Falte abgewickelt auf t. 6—3—2—1—0·4, 0%.

Diagr. D11. Südl. Hochfeiler-Gipfel, Faltenschenkel, ⊥ B, Sammeldiagramm, 275 Calcit-c-Achsen, bezogen auf den Schliffindex, 5—3—2—1—0·4, 0%.

Für die Glimmerdiagramme aus den beiden Schenkeln ergaben sich ebenfalls deutliche Maxima im Pol des jeweiligen t.

Es ist also auch für diese Calcitfalte, ähnlich wie für die vorangegangene, eine vollkommene Abwickelbarkeit, sowohl für das Calcitgefüge, als auch für das Glimmergefüge gegeben. Als Ausgangszustand vor der Deformation zur Falte kann also auch hier wieder ein geregeltes Calcit-Glimmergefüge in einer vollkommen ebenen Lage angenommen werden.

Die durch den Mittelpunkt der Kleinkreisbesetzung und dem Mittelpunkt der Projektion gelegten Richtungen g der einzelnen Diagramme liegen in bezug zu einer durch die Faltenstirn und parallel der Faltenachse gehenden Ebene symmetrisch (siehe Abb. 2), so daß also auch für diese Falte eine tangentiale Anordnung der Lote auf die zur Abwicklung herangezogenen Richtung g gegeben ist. Die Ebenen (af cf) und (af bf) sind Symmetrieebenen der Faltengestalt und des Korngefüges.

Als Faltenachse ergab sich für diese Marmoreinschaltung N 18° W, 10° N.

Zusammenfassung.

Die statistischen Gefügeeinmessungen ergaben für diese beiden Marmorfalten, die geologisch verschiedenen Einheiten angehören, vollkommene Abwickelbarkeit sowohl für das Calcitgefüge als auch für das Glimmergefüge.

Die beiden Falten sind höchstsymmetrische Falten mit Symmetrieebenen nach (af cf) und (af bf).

Die zur konstruktiven Abwicklung der Falten herangezogene Richtung g durch den Mittelpunkt des immer sehr deutlichen ringförmigen Maximum um den Pol von t (mittlere Tagentenlage an die Faltenkontur im betreffenden Teilbereich der Falte) und dem Mittelpunkt der Projektion liegen in beiden Falten symmetrisch zu einer durch den Scheitel der Falte gehenden und der Faltenachse parallelen Ebene. Die mittlere Tangentenlage t fällt in allen Teilbereichen zusammen mit den betreffenden Glimmer-s.

Als homogen geregelte Vorgängerform war in beiden Fällen eine vollkommen ebene Calcitlage mit einzelnen ebenfalls vollkommen ebenen Glimmerlagen gegeben. Diese Vorgängerform wurde dann durch Biegung zur heute vorliegenden Falte umgeformt, ohne daß es zu einer Änderung in den Gefügeregeln von Calcit und Glimmer gekommen ist. Bei dieser Deformation müssen die Teilbewegungen in den zwischen den einzelnen geschlossenen Calcitlagen liegenden feinen Glimmerlagen stattgefunden haben, im Falle der Marmorfalte von der Packstraße scheinen sich die Bewegungen in der sehr fein-

körnigen Zwischenlage aus sehr kleinen Calcit- und Quarzkörnchen und Glimmerschüppchen innerhalb des geschlossenen, grobkörnigen Calcitgefüges abgespielt zu haben. Irgendwelche mechanische Verbiegungen an Glimmer konnten nicht oder nur vereinzelt beobachtet werden.

Diese beiden Calcitfalten aus den Marmoreinschaltungen der Unteren Schieferhülle (südlich Hochfeiler-Gipfel) und den Marmorlagen im Verband des Kristallins der Koralpe (Packstraße östlich Waldenstein) wurden als inhomogene Biegefalten gekennzeichnet und lassen sich, was vollkommene Abwickelbarkeit anlangt neben die in L 2 gegebenen Beispiele inhomogener Quarzbiegefalten aus dem Innsbrucker Quarzphyllit stellen. Sie stellen aber einen anderen bisher noch nicht beschriebenen Typus von Calcitfalten dar, nämlich den der inhomogenen abwickelbaren Calcitfalte. Diese beiden Falten von der Packstraße und vom Hochfeiler-Gipfel haben den Bau einer Biegegleitungsfalte, in der e $(01\bar{1}2)$ des Calcits genau dieselbe Anordnung zeigt wie der Glimmer in einer Falte mit Biegegleitung. Dieser Faltentypus ist zu unterscheiden von den in L 3 und 4 gegebenen Beispielen (z. B. D 130) homogen geregelter Falten.

Literatur.

Felkel, E., Gefügestudien an Kalktektoniten. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., 79, Wien, 1929. — *Ladurner, J.*, Beiträge zur Typisierung von Quarzfalten. Tschermaks Min.- u. petrogr. Mitt. (Dritte Folge), Bd. 2. — *Sander, B.*, Gefügekunde der Gesteine. Verlag Julius Springer, Wien, 1930. — *Sander, B.*, Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper, II. Teil: Die Korngefüge. Springer-Verlag, Wien-Innsbruck, 1950.

Aus dem geologischen Institut der Queen's University Belfast.

Die Großrhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer.

Von

W. Schwarzacher.

Mit 5 Textabbildungen.

(Eingelangt am 13. April 1953.)

Einleitung.

Ein Studium sedimentärer Rhythmik ist notwendigerweise immer mit einer eingehenden petrographischen Beschreibung des vorliegenden Gesteines verbunden. Wenn es sich darum handelt, die „Gesetze" der Schichtung zu ergründen, wird man sich zunächst bemühen, die petrographischen Korrelate derselben zu erfassen (L 4). Dies kann in sehr vollständiger Weise etwa dadurch erreicht werden, daß man die vertikale Änderung bestimmter Gesteinsmerkmale, etwa Korngröße, Mineralbestand, Fossilgehalt usw. in Form von Kurven darstellt (z. B. L 1). Die Zahl der Proben im Profil bestimmt dann die Genauigkeit, mit welcher der Wechsel senkrecht zum sedimentären s erfaßt wird. Aus rein arbeitstechnischen Gründen wird es unmöglich, eine ausreichende Anzahl von Proben zu bearbeiten, wenn es darauf ankommt, Profile von mehreren Hunderten von Metern zu beschreiben.

In den hier bearbeiteten Fällen beschränken wir uns daher auf solche Sedimentationsänderungen, welche von größerer Entfernung im Wandaufschluß oder auf photographischen Aufnahmen gesehen werden können. Von diesem Standpunkt aus gesehen erscheint das Gestein als ein Körper, welcher durch eine Anzahl von Schichtfugen (Inhomogenitätsflächen) in, in sich selbst homogenen Bänke zerlegt wird.

An einem besonders klaren Beispiel soll gezeigt werden, wie sich diese Aufgliederung des Dachsteinkalkes von Lofer vollzieht. Die Aufnahme Abb. 1 (Gaishorngruppe) zeigt in Abständen von ein bis drei Metern die Ausbildung von scharfen Schichtfugen. Diese bewirken Schichtbänke, die wir einem sedimentären Rhythmus (r) zuschreiben. Neben diesen scharfen Schichtfugen, die in den meisten Wandaufschlüssen als zurückgewitterte Rillen sichtbar sind, findet

man in größeren Abständen (15 bis 20 m) Fugen, die Anlaß zu bedeutend stärkerer Verwitterung gaben. Im Wandaufschluß bilden letztere schmale Gesimse, diese führen wir auf einen Rhythmus höherer Ordnung (R) zurück.

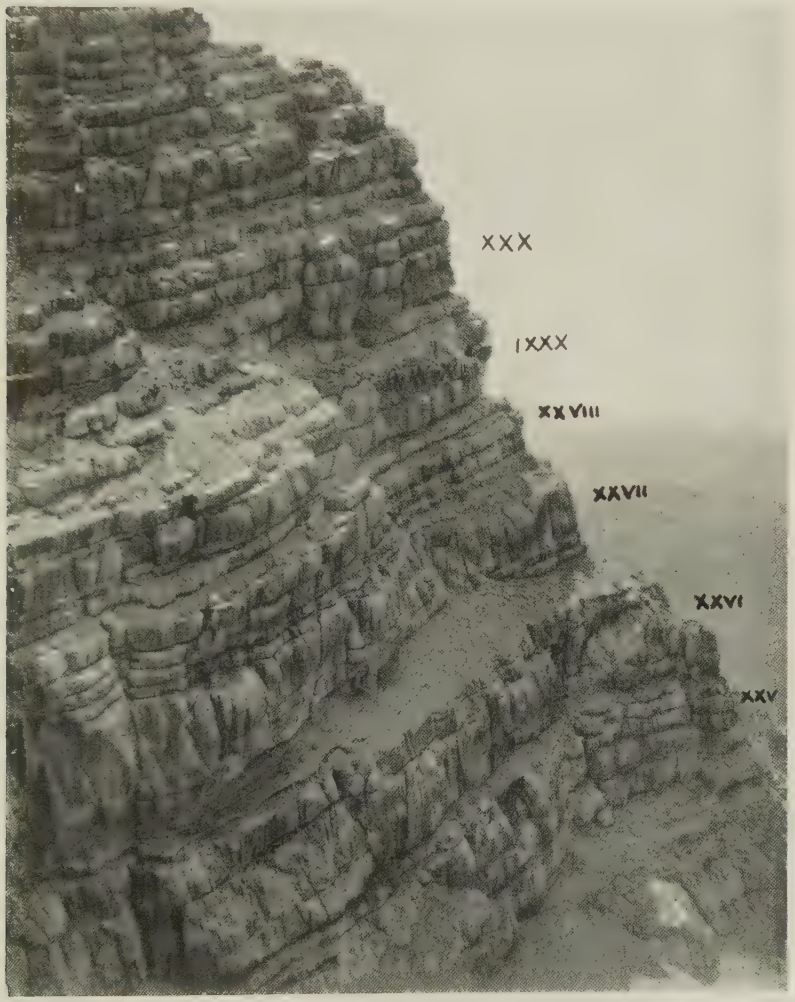


Abb. 1. Nordwand der Gaishorngruppe. Sechs R-Rhythmen (XXV—XXX) sind gut sichtbar.

Die bisherige petrographische Untersuchung zeigt, daß beide Fugentypen R und r durch das Auftreten der von *Sander* (L 6) beschriebenen Zwischenschichtenfazies bedingt sind. Die stärkere Verwitterung ist meist durch den stärkeren Dolomitgehalt der Millimeter

geschichteten Bereiche, seltener durch dünne Einlagerungen kalkigen Rotschlammes bewirkt. Die Dicke der Zwischenschichtung zwischen den Bänken der Type R kann bis zu 5 m erreichen, sie kann in sich stark gegliedert sein, feingeschichtete Bereiche wechseln oft mit 3 bis 5, 30- bis 70-cm-Bändchen aus bituminösem Kalk. Solche Bänkchen können z. B. gut zwischen XXVI und XXVII in Abb. 1 gesehen werden. Sie erscheinen aber auch in den Fugen zwischen den Bänken vom Typus r (so z. B. in XXVIII, Abb. 1), doch sind letztere Fugen im allgemeinen dünner (40 bis 70 cm). Leider konnte, abgesehen von der Mächtigkeit der Zwischenschichtenentwicklung bisher kein Kriterium gefunden werden, um zwischen Fugen der Art R und r zu unterscheiden, hierin liegt eine Fehlermöglichkeit für die nachfolgenden Betrachtungen, da unter Umständen eine Fuge r mit einer Fuge R verwechselt werden konnte. In den folgenden Untersuchungen wurde eine Fuge immer dann dem Typus R zugeschrieben, wenn sich dieselbe in allen korrelierten Vertikalprofilen entweder als zurückgewittertes Gesimse oder als mächtige Lage (größer als 2 m) feingeschichteter Zwischenfazies auffinden ließ.

Methodik.

Das Kartieren von Vertikalprofilen ist mit einer Reihe von Schwierigkeiten verbunden. Einigermaßen zugängliche Wandaufschlüsse wurden mit Hilfe von Meßband und Meßlatte direkt vermessen, die Dicken von Schichtbänken können so recht genau erfaßt werden. Es ist aber meist unmöglich, genaue Mächtigkeitswerte für die schuttbedeckten Schichtfugen vom Typus R zu erhalten (viele in der Photographie als scharfe Fugen erscheinende Inhomogenitätsflächen sind in der Tat schmale Gesimse, welche die Begehung der Wand ermöglichen). Ein großer Nachteil dieser Methode ist, daß alle Meßfehler additiv in die Gesamtmächtigkeit des Profiles eingehen. Dies kann einigermaßen durch Kontrollpunkte, welche entweder von der Karte (L 2), oder durch Triangulation mit einem Artillerierichtkreis (Genauigkeit $\pm$ 5 m) gewonnen sind, ausgeglichen werden. Auf diese Weise wurde das Profil der Hinterhorn-SE-Wand (Profil A in Abb. 2) von XVIII bis IXXX und das Profil B (Hinterhorn-NW-Wand) von XI bis XV vermessen. Die römischen Ziffern beziehen sich auf die R-Rhythmen, welche mit X beginnend von der Dachsteinkalk-Hauptdolomit-Grenze gezählt sind. Da die absoluten Mächtigkeiten in diesem Profil einigermaßen verläßlich sind, wurden sie als Maßstab für die übrigen Parallelgefüge genommen. Profil C Hinterhorn-SW-Wand, D Waidringer Niederung und E Breithorn-S-Wand, wurde lediglich von photographischen Aufnahmen gezeich-

net. Profil F Breithorn-N-Wand ist gemessen. Für alle photographischen Arbeiten bewährt sich eine Linnhof-9×12-Plattenkamera

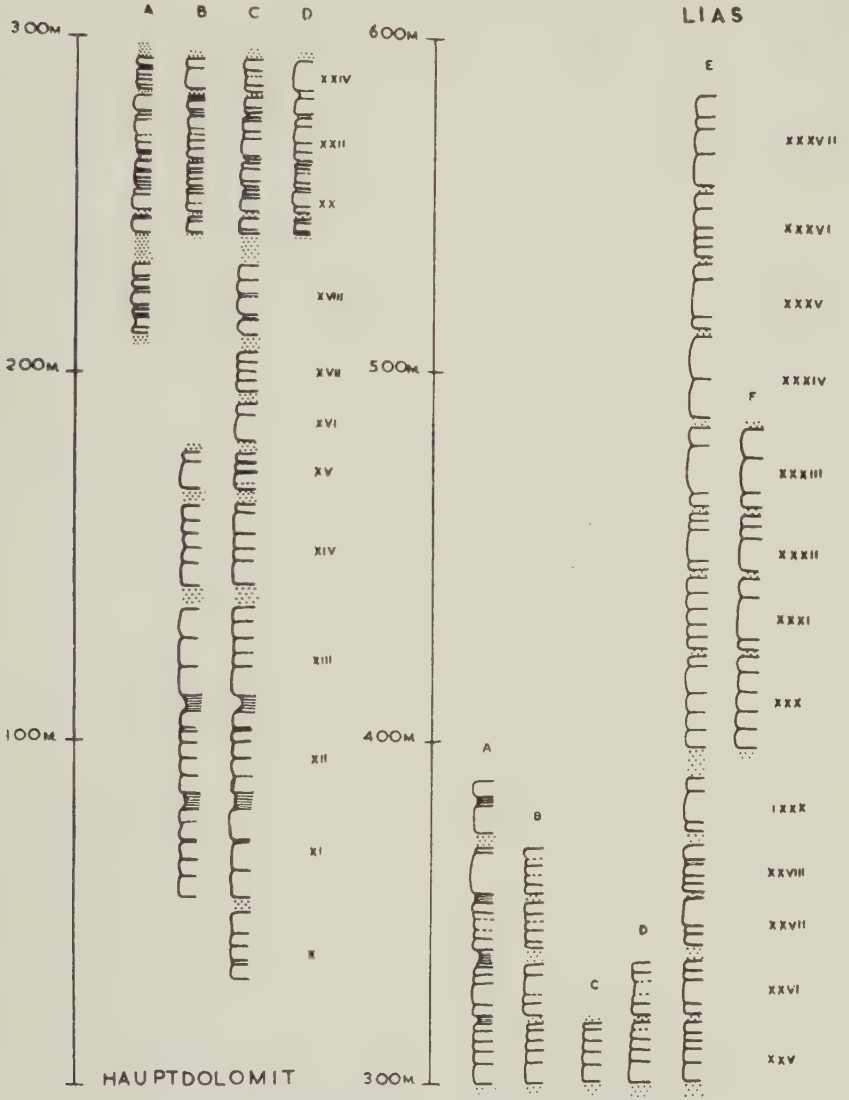


Abb. 2. Korrelierte Profile des Dachsteinkalkes der Loferer Steinberge. Punktiert: schuttbedeckte Zwischenschichten, feinliniert: feingeschichtete Zwischenschichten

außerordentlich. Die Auswertung von photographischen Aufnahmen wird sehr erleichtert, wenn man Aufschlüsse sowohl mit Blickrichtung senkrecht sowie auch möglichst im Streichen der Wand auf-

nimmt. Letztere Aufnahmen lassen das Vorspringen der Schichtbänke sowie die Gesimsbildung besser erkennen. Wo immer sich eine R-Bank mit einer gemessenen identifizieren ließ, wurde die letztere Mächtigkeit als die richtige Absolutdicke angenommen, während die Mächtigkeiten von r als relative Dicken von der Photographie gerechnet wurden. Bessere Aufnahmsmethoden, z. B. Stereophotogrammetrie, würden die Arbeiten sehr verbessern.

Auswertung des Gesamtprofiles.

Die in Abb. 2 wiedergegebene Profilserie gibt ein Gesamtprofil des Dachsteinkalkes von Lofer. Die Zahl der R-Rhythmen, welche dieser Formation hier zukommt, beträgt 27, wegen der Ungenauigkeit der stratigraphischen Grenze dürfte diese Zahl auf ± 4 genau sein. Die Gliederung in R- beziehungsweise r-Fugen ist außerordentlich klar in den Bereichen von X bis XIV und von XXV bis XXXI. In diesen Bereichen sieht man, daß auf je eine R-Bank 5 r-Schichten fallen (L 6). Es handelt sich hier also gemäß einer Definition von *Moore* (L 3) um Megacyclotheme, d. h. um Rhythmen von Rhythmen. Im Bereich IXX bis XXVI ist die Gliederung in R- und r-Bänke nicht sehr klar, hier können Fehler in der Deutung unterlaufen sein, nichtsdestoweniger wurden auch diese Bereiche in die folgende Analyse einbezogen.

Die Korrelation der einzelnen Vertikalprofile ist als sehr genau zu betrachten, sie wurde in den meisten Fällen durch oft sehr mühsames direktes Verfolgen einzelner Bänke in Wandaufschlüssen und auf Photographien gewonnen. Einige R-Rhythmen konnten auch im Maßstab 1 : 12.500 kartiert werden.

Um die Persistenz der Fünffachunterteilung zu prüfen, wurde im Gesamtprofil gezählt, wieviele r-Bänke auf ein R fallen. Abb. 3 gibt die Häufigkeitsverteilung, mit welcher ein-, zwei-, drei-, vier-, fünffache Unterteilungen der Schichtbündel R auftreten.

Die vollausgezogene Kurve ist durch wahlloses Auszählen aller Parallelprofile gewonnen, während in der strichlierten Kurve von den 27 Bänken des Vertikalprofiles immer diejenige gezählt wurde, welche die größte Anzahl von Unterteilungen zeigte. Dieser Vorgang ist berechtigt, wenn man annimmt, daß r-Fugen zwar immer angelegt sind, aber durch verschieden starke Verwitterung nicht immer herauspräpariert sind. Letztere Annahme ist berechtigt, da man eine einzelne R-Bank im Streichen verfolgen kann, wobei man sieht, wie an einer Stelle alle fünf Unterteilungen vorhanden sind, verschwinden und wieder auftauchen. (Als Beispiel des Verschwindens der Fünffachunterteilung siehe XXV in Abb. 1.)

Statistisch kann das vorliegende Material näher darauf hin untersucht werden, ob der Fünffachunterteilung eine realperiodische geologische Ursache zukommt.

Die notwendigen Überlegungen sollen hier ganz kurz an Hand eines Urnenbeispieles erörtert werden. In einer Urne seien n rote Kugeln und 4 n weiße Kugeln, entsprechend den Schichtfugen R und r. Mit einem Zug sollen immer fünf Kugeln der Urne entnommen werden. Die Wahrscheinlichkeit, daß ein Zug 1, 2, ... i rote Kugeln enthält, ist durch die Binominalentwicklung des Ausdruckes $N\ (q + p)^i$ gegeben. Wobei N die Zahl der Züge (im untersuchten Fall 22, d. h. 22×5 Einzelkugeln), p die Wahrscheinlichkeit, eine rote Kugel zu ziehen (im untersuchten Fall:

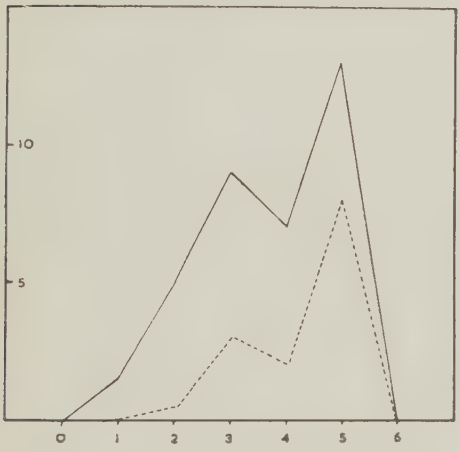


Abb. 3. Die Häufigkeit eins bis fünffacher Unterteilung in R-Rhythmen.

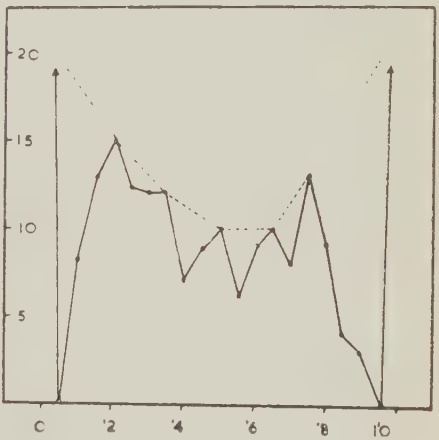


Abb. 4. Die Häufigkeitsverteilung der Quotienten r_1/R; r_1+r_2/R; ... $r_1+r_2+r_3+r_4+r_5/R$ von 74 R-Rhythmen.

1/5), q die Wahrscheinlichkeit (4/5), eine weiße Kugel zu ziehen. Man kann berechnen, daß im großen Durchschnitt von 22 Zügen 7·6 Züge keine rote enthalten, 9 Züge 1 rote Kugel, 4·1 Züge 2; 1·23, 3; 0·014, 4; 0·007 Züge, 5 rote Kugeln. Auf unser geologisches Beispiel angewandt: Nehmen wir an, daß irgend ein geologischer Grund dafür besteht, daß Fugen R eine fünffach geringere Wahrscheinlichkeit zukommt als Fugen r (wozu Abb. 3 berechtigt), etwa dadurch, daß zum Zustandekommen von R fünf Faktoren, wie z. B. Wassertemperatur, Sedimentzufuhr, Strömungsverhältnisse usw., zusammenspielen müssen, während zum Zustandekommen von r je einer der Faktoren ausreicht, dann müßte sich, unter der weiteren Annahme, daß diese Faktoren in der Zeit vollkommen unregelmäßig schwanken, eine Anordnung von Bänken einstellen, welche sich der theoretischen Abfolge von Urnenzügen nähert. Mit anderen Worten, teilt man ein durchgehendes Vertikalprofil in Gruppen von fünf Bänken, dann müßte es wieder eine ähnliche Anzahl von Gruppen geben, die 0, 1, 2, ... i R-Bänke enthalten, wie im vorhergehenden Urnenbeispiel. Tatsächlich findet man aber 15 Gruppen von fünf, die 1 R enthalten und 7 Gruppen, die 2 R enthalten. Man muß nun fragen, kann diese Diskrepanz zwischen Beobachtung und Hypothese auf einen zufälligen Sammelfehler zurückgeführt werden? Vergleicht man die beiden Wertereihen, beobachtet und hypothetisch, erhält

man ein χ^2 von 22·89. Nach den Tafeln des Pearsonschen χ^2-Integrales kommt diesem eine Wahrscheinlichkeit von $p = 0{\cdot}0034$ zu (über die Anwendung von χ^2 zum Vergleich von Wertereihen siehe jedes Lehrbuch der Statistik z. B. L 8). Der Wert p zeigt an, daß ein zufallsgesetzmäßiges Schwanken um einen häufigsten Fall (fünffache Unterteilung) höchstwahrscheinlich nicht ausreichend ist, um die Abfolge der Schichtung zu erklären.

Man muß nach einem zusätzlichen systematischen (realperiodischen) Wechsel der für die Fugenbildung verantwortlichen Faktoren suchen. Hieraus ergibt sich (L 6) als *geologisch* wahrscheinlichster Fall auch ein zeitperiodisches Diktat als Ursache der fünffachen Unterteilung der Bänke R. Wir nehmen daher an, daß fünf Bänke r 1 bis r 5 einen Rhythmus R formen, wobei wir mit r 1 immer die unterste, mit r 5 immer die oberste Bank des R-Zyklus bezeichnen.

Da genaue Dickenmessungen der Bänke aus schon erwähnten Gründen schwierig auszuführen sind, wurde zur weiteren Kennzeichnung der Rhythmen der folgende Weg eingeschlagen. Von photographischen Aufnahmen können mit Hilfe von Mikroskop und Okularmikrometer die Mächtigkeiten der Bänke R und r gemessen werden.

Berechnet man die Quotienten der Werte Mächtigkeit r 1/Mächtigkeit R; r 1 + r 2/R usw., so wird man im Falle, daß alle r-Bänke die Mächtigkeit 1/5 der R-Bank haben, die Werte 0·2, 0·4, 0·6, 0·8, 1·0 erwarten. Diese Methode wurde gewählt, da Verzerrungen durch die Photographie über so kleine Bereiche wie die Dicke eines R vernachlässigt werden können. Tatsächlich findet man, daß der Durchschnitt von 14 vollentwickelten R-Bänken die Werte 0·33, 0·44, 0·62, 0·81, 1·00 liefert. Gilt nun die oben dargelegte Hypothese, daß Großrhythmen R nur unvollständig unterteilt sind, daß also z. B. r 1 ausgebildet ist, r 2, r 3 und r 4 aber zu einer Bank verschmolzen sind, r 5 wieder ausgebildet ist, dann müssen die Quotienten 0·0, 0·2, 0·8, 1·0 sein. Abb. 4 zeigt die Häufigkeitsverteilung von 74 Bänken, welche wahllos aus den Profilen herausgegriffen wurden. Die Endwerte 0·0 und 1·0, die natürlich für alle 74 Bänke vorhanden sind, sind in dem Diagramm nicht eingetragen. Trotz einiger Unregelmäßigkeiten in der Kurve ergaben sich die Hauptmaxima der R-Fuge und die 4 Submaxima, welche zusammen die fünf r-Bänke bilden. Die Stärke der Submaxima hängt von der Intensität der Fugenbildung ab. Bearbeitet man R-Bänke, welche allen möglichen Verwitterungsbedingungen ausgesetzt waren, so wird sich diejenige Fuge am häufigsten wiederholen, deren Bildung am stärksten im Gefüge vorgezeichnet war, schwächer ausgebildete werden sich seltener wiederholen. Diese Abhängigkeit von der natürlichen Präparation be-

wirkt, daß die so gewonnenen Fugenintensitäten nur relativ charakteristisch sind, was schon daraus hervorgeht, daß man in dem untersuchten Gebiet sehr häufig findet, daß in derselben R-Bank in den nordgerichteten Wänden alle 5 r vorhanden sind, während man in den südgerichteten Aufschlüssen nur die R-Fuge auffindet. Abb. 4 läßt erkennen, daß neben der R-Fuge die Fugen zwischen r 1 und r 2 sowie r 4 und r 5 am häufigsten auftreten und daß die Fugenintensität von der R-Fuge gegen die Mitte des Fünfzyklus fast

Abb. 5. R XXV und XXVI in der Hinterhorn-SE-Wand, der untere Rhythmus zeigt normale Fünffachunterteilung, der darüber liegende zeigt dreifache Unterteilung. (Die Meßlatte im Bild ist 2 m.)

symmetrisch abnimmt. Dieser Umstand bewirkt, daß Abfolgen Bank r 1; r 2 + r 3 + r 4; Bank r 5 nicht selten sind. Abb. 5 zeigt so einen Typus über einem vollentwickelten Fünfrhythmus. Die Häufigkeit dieser scheinbar dreifachen Unterteilung findet auch in den beiden Kurven von Abb. 3 ihren Ausdruck, wo der Dreifachunterteilung ein Submaximum zukommt. Die Möglichkeit, daß eine dreifache Unterteilung in der Tat eine maskierte Fünfrhythmik ist, muß für weitere Arbeiten im Auge behalten werden. Relativ selten sind zweifache Unterteilungen, welche fast ausschließlich durch Abfolgen r 1 + r 2 + r 3 + r 4; r 5 zustande kommen, letztere Abfolgen erklären die leichte Asymmetrie der Fugenintensitätskurve.

Räumliche Abmessung der Rhythmik.

Auf etwa 600 m Dachsteinkalk fallen 27 R-Rhythmen, die Mächtigkeit eines R-Rhythmus und der dazugehörigen Zwischenschicht ist daher 25·9 m im Durchschnitt. Es wurde mehrfach darauf hingewiesen, daß aus aufnahmstechnischen Gründen die absoluten Mächtigkeiten des Vertikalprofiles wahrscheinlich eher zu groß sind. Von 19 mit dem Meßband gemessenen R-Bänken ohne Zwischenschichtung errechnet sich eine Durchschnittsdicke von 13·6 m, die Durchschnittmächtigkeit der Zwischenschichtung wird auf 4 bis 5 m geschätzt. Die mittlere Schwankung dieser Meßreihe ist 7·04 m, woraus sich mit Hilfe der Fischerschen t-Funktion (z. B. L 8) 0·05 Wahrscheinlichkeitsgrenzen von 17·0 bis 10·2 m für den obigen Durchschnittswert ergeben. Wegen der im Verhältnis zur kleinen Zahl der untersuchten R-Rhythmen großen statistischen Inhomogenität des Materiales sind die gegebenen Wahrscheinlichkeitsgrenzen zu eng, während die mittlere Schwankung zu groß ausfallen dürfte. Eine ähnliche Untersuchung wurde an 22 gemessenen r-Bänken ausgeführt, wobei sich ein Mittel von 2·4 m ergab und eine mittlere Schwankung von 1·07 m. Diese Werte beziehen sich wiederum nur auf die Kalkbänke mit Ausschluß der Zwischenschichtung. Der Quotient von Mittel von R/Mittel von r beträgt 5·6 anstatt des erwarteten 5, was sich teils durch Weglassen der Zwischenschichtung, teils durch Inhomogenität des Materiales ausreichend erklären läßt.

Interessant ist es nun, die relative mittlere Schwankung (Variations-Koeffizient), welche wir gemäß L 6 als Maß der Rhythmizität betrachten, von R-, r- und mm-Rhythmen zu vergleichen. Aus 611 Feinschichten wurde eine Schwankung von 52% (L 6) abgeleitet, die obigen Daten ergeben 52% für R und 44% für r. Da der Variationskoeffizient für alle drei Rhythmen von der gleichen Ordnung ist, besagt das, daß dieser Zahlenwert wirklich eine dem Sediment charakteristische Größe ist. Faßt man die drei Rhythmen als zeitperiodisch auf, so war die Schwankung der Sedimentationsgeschwindigkeit in Bereichen der R-, r- und mm-Rhythmen stetig, d. h. alle Abweichungen von der Normalmächtigkeit eines R- oder r-Rhythmus können allein durch die Schwankungen der im mm-Bereich sehr genau kontrollierbaren Sedimentationsgeschwindigkeit erklärt werden.

Zur Deutung der Schichtung.

Die obige Beschreibung der Loferer Schichtung zusammen mit der in L 6 gegebenen Untersuchung von Schichtungen mit einer konstanten Anzahl von Unterteilungen, läßt uns vermuten, daß das Zeitdiktat, welches dieselbe bewirkte, ein periodisches war. Wobei

wir dies mit größter Wahrscheinlichkeit für diejenigen Bereiche des Vertikalprofiles aussagen können, in denen ein 5-Rhythmus ungestört dem nächsten folgt. Die weniger klar entwickelten Bereiche fügen sich aber auch in diesen Befund ein. Gemäß der für den Fall der n-fachen Unterteilung erweiterten Regel der rhythmischen Abbildung kann man nicht aussagen, ob das Unklarwerden der 5-Rhythmik auf ein Ausbleiben des periodischen Diktates, oder auf schlechtere Abbildung im Sediment zurückgeht. Für eine Phasenverschiebung der Periode R und r im Zeitdiktat besteht bis jetzt kein Hinweis, so daß wir zunächst annehmen, daß beide kausal zusammen gehören.

Eine der von Lofer beschriebenen Rhythmik vergleichbare Abfolge wurde von *Moore* im Pennsylvanian und Perm von Kansas (USA.) aufgefunden. Der von *Moore* (L 3) beschriebene Rhythmus (Megacyclothem) besteht aus fünf marinen Transgressionen, welche je eine Kalkbank hinterlassen, wobei jede fünfte Transgression stärker als die übrigen ist. Nach *Wanless* (L 7) kann man diesen Megacyclothem von *Moore* mit den Cyclothems von Illinois und West-Virginia korrelieren, hieraus würde hervorgehen, daß auch letzterer ein maskierter Fünfrhythmus ist. Der Übergang vollzieht sich in Ostkansas, in dem sich typischerweise zunächst nur drei Kalkhorizonte finden, bis nur mehr ein mariner Kalk übrig bleibt. Was die Mächtigkeit der nordamerikanischen paläozoischen Rhythmen anbelangt, scheinen dieselben etwa doppelt so dick wie die R-Rhythmen Lofers zu sein. *Moores* Megacyclothems schwanken etwa zwischen 30 bis 40 m, die Werte für normale Cyclothems sind um 20 bis 50 m (L 7).

Die zahlreiche Beteiligung klastischer Sedimente sowie zahlreiche Sedimentationslücken erschweren diesen Vergleich. Trotz aller Diskrepanz soll hier die Vermutung ausgesprochen werden, daß die Pennsylvanian-Rhythmik Nordamerikas gemäß ihrer Zeitdauer und Ursache der R-Rhythmik von Lofer gleichzusetzen ist. Die Ursache einer zeitlich und räumlich so weit verbreiteten Periodizität müßte dann wohl in astronomischen Einflüssen gesucht werden.

Diese Arbeit ist die Fortsetzung einer Untersuchung, welche 1947 am Mineralogischen Institut der Universität Innsbruck unter der Leitung von Herrn Prof. *B. Sander* begonnen wurde. Der Autor ist Frl. *I. Schüller* und Herrn Dr. *N. Untersteiner* für Hilfe bei der Feldarbeit zu Dank verpflichtet.

Zusammenfassung.

Die Schichtung des Dachsteinkalkes von Lofer (obere Trias) wird beschrieben. Kalkbänke wechseln mit dolomithältigeren Zwischen-

schichten, man findet, daß annähernd jede fünfte Zwischenschicht stärker entwickelt ist (Abb. 1 und Abb. 2). Es wird vermutet, daß die Schichtung durch eine weltweit verbreitete fünffache Periode von Sedimentationsbedingungen bedingt wird.

Literatur.

1. *Carozzi, A.*, Contribution a l'étude des rhythmes de sédimentation. Arch. des Sciences, Vol. 3, (1950), pp. 1—75. — 2. *Finsterwalder, R.*, Karte der Loferer Steinberge, 1 : 25.000. Wissenschaftliche Ausgabe. Freytag & Berndt, Wien, 1925. — 3. *Moore, R. C.*, Late paleozoic Cyclic Sedimentation in Central United States. Reports of International Geological Congress, XVIII, Part. IV, pp. 5—16, London, 1950. — 4. *Sander, B.*, Über bituminöse und kohlige Gesteine. Mitt. d. geol. Ges. 15, pp. 1—50, Wien, 1922. — 5. *Sander, B.*, Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. Min. Petr. Mitt. 48, pp. 27—139, Leipzig, 1936. — 6. *Schwarzacher, W.*, Über die sedimentäre Rhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. Verh. d. geol. Bundesanstalt, 1947, H. 10—12, pp. 176—188, Wien, 1948. — 7. *Wanless, H. R.*, Late Paleozoic Cycles of Sedimentation in the United States. XVIII International Geological Congress, Part IV, pp. 17—28, London, 1950. — 8. *Yule, U. G.*, and *M. G. Kendall*, Theory of Statistics. Verlag: Charles Griffin, London, 1937.

Lagerstättenuntersuchung der Österreichischen Alpine Montangesellschaft, Knappenberg.

Über Parallel-, Schräg- und Kreuzbänderung in Spatlagerstätten.

Von

E. Clar.

Mit 6 Textabbildungen.

(Eingelangt am 18. April 1953.)

Eigenartige Bändergefüge treten neben anderen kennzeichnenden Gefügeausbildungen sowohl in Magnesit-, wie in Sideritlagerstätten der Ostalpen auf und gehören mit zu den Merkmalen, die eine gleichartige, vielleicht auch genetisch zusammenhängende Entstehung dieser beiden Hauptgruppen der Spatlagerstätten nahelegen. Ein einfaches, derartiges Bändergefüge aus der Magnesitlagerstätte Breitenau (Stmk.) wurde vor langem vom Verfasser (1931) korngefügekundlich analysiert und wenig später hat *F. Bernauer* (1933) das weitgehend ähnliche Gefüge des Bänderdolomites von Bürs (Vorarlberg), ganz abseits solcher Lagerstätten, mit vielen Abbildungen beschrieben, aber auch die weite Verbreitung von genetisch wenigstens zum Teil vergleichbaren Bändergefügen in verschiedensten Gesteinen und Erzen durch Beispiele belegt.

In der geologischen Beschäftigung mit alpinen Spatlagerstätten, insbesondere Hüttenberg (Krnt.), sind dem Verfasser seitdem einige Beobachtungen über solche Bändergefüge zugewachsen, die in Aussicht stellen, daß aus deren Studium besonders lehrreiche Auskünfte über den Vorgang der lagerstättenbildenden Metasomatose abzuleiten sein könnten. Es sei hier versucht, mit einzelnen solchen Beobachtungen einen Rahmen abzuzeichnen, in dem vor allem eingehendere Korngefügestudien, die der Verfasser noch nicht ausführen konnte, wesentlich weiterführen dürften.

Mit „Bänderung" wird zumeist eine lagige Rhythmik in der Anordnung von färbendem Pigment, von stofflich verschiedenen Komponenten oder von verschiedenen Korngrößen bezeichnet, ohne daß dieser Begriff einschränkend definiert wäre oder daß damit irgendeine bestimmte Entstehungsweise vorausgesetzt wäre. Solche Bänderung kann einem Zeitrhythmus der sedimentären oder

sonstigen Anlagerung entstammen ebenso wie einem nicht zeitlich bedingten Raumrhythmus gefügebildender Umlagerung innerhalb eines bestehenden Gesteins, die wieder sehr verschiedener Art sein kann. So ist, ganz im Gegensatz zu dem erwähnten „Bänderdolomit" von Bürs, die Bänderung der weitverbreiteten, meist grauen „Bänder"-Marmore, -Kalke und -Dolomite unserer Zentralalpen, soweit wir heute wissen, im Zuge der Durchbewegung erzeugt, also ein Merkmal tektonischer Gesteinsfazies.

Die Erscheinungsweise der hier zu besprechenden Bänderung ist in den Abbildungen der beiden oben genannten Arten, ferner hier in den Abb. 1, 2, 3 ersichtlich. Im Magnesit von [illegible]au, im Dolomit von Bürs und ebenso im Siderit von Hüttenb[illegible]mmt die Bänderung durch einen Wechsel von pigmentierten, mehr feinkörnigeren Lagen mit unpigmentierten, meist gröberen La[illegible]n einer Zentimeter-Rhythmik zustande (Millimeter- und Dezi[illegible]chythmik sind seltene Extremfälle). Die einzelnen Lagen la[illegible]fhe vollkommen planparallel durch, sondern können in ihrer [illegible] schwanken und sich gegenseitig kulissenartig ablösen. In b[illegible]anten Spatlagerstätten sind Übergänge in eine schollenartig[illegible]dnung von pigmentiertem in unpigmentiertem Spat beobachtet.

Die Sideritlagerstätte Hüttenberg ist, im großen g[illegible]hen, unter örtlicher Verdrängung von kristallinen Kalkmarmoren durch Siderit entstanden. Das ist durch zahlreiche Aufschlußbilder, die Form der Erzkörper usw. evident. Ein sicher *metasomatisch*[illegible]teil des Siderites ist dabei leicht daran erkennbar, daß er die nicht[illegible]rbonatischen Verunreinigungen des Marmors, vor allem Glimmer, Quarz und Graphit, übernimmt; dabei wird, wenigstens in übermikroskopischen Maßstäben, auch die bei der tektonischen Verformung des Marmors entstandene Anordnung dieser Verunreinigungen (s-Flächen, Falten, B-Linearen) ungestört in den Siderit übernommen. Auf diese Tatsache geht die ältere Auffassung zurück, daß ein Teil des Hüttenberger Sideriterzes „metamorph" sei.

Daneben ist durch reichlich vorhandene Kristalldrusen, deren Siderit immer frei ist von solchen Verunreinigungen, auch freier Absatz in *Hohlräumen* bewiesen.

Wie die Abb. 3 klar zeigt, wechseln in den Bändersideriten diese beiden Arten *rhythmisch;* die dunklen Bänder zeigen immer, wenigstens im Mikroskop, die aus dem Marmor metasomatisch übernommenen Verunreinigungen, während die hellen Bänder den Aufbau bilateral-symmetrischer Gänge haben, deren Mittelnaht sich immer wieder — im Bilde allerdings besonders reichlich — zu offenen Kristalldrusen öffnet. Diese „Gänge" sind jedoch keineswegs durch eine scharfe Linie von den pigmentierten metasomatischen Bändern

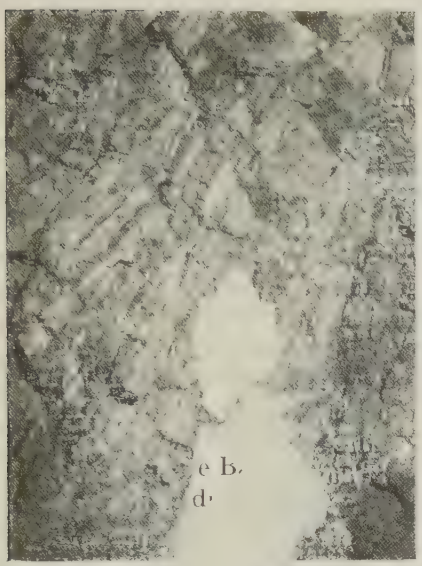


Abb. 1. Gruben- ...schluß von Bänder-Siderit; Hüttenberg, Revi r Gossen, Weiß-Sohle 1. First-lauf. Abbau. ...t. Dipl. Ing. K. Matz.

Abb. 2. Bänder-Magnesit, lagig mit Kalkschiefer; Asturetta, NW-Pyrenäen. Länge des Hammerstieles 50 cm. Phot. Prof. Dr. J. G. de Llarena.

Abb. 3. Handstück von Bänder-Siderit mit Drusen-Bändern; angeschliffen, Hüttenberg, Hauptlager, Heinrichsohle. Phot. Dipl. Ing. K. Matz.

Abb. 4. Handstück von Siderit mit „Kreuzbänderung"; angeschliffen, Hüttenberg, Ostlager, Heinrichsohle 3. Sohllauf. Phot. Dipl. Ing. K. Matz.

zwischen ihnen abgegrenzt, sondern die einzelnen Sideritkörner wachsen von diesen in jene weiter und nur das allmähliche Aufhören der fremden Einschlüsse gibt eine Grenze im Mikroskop. Verdrängung und Kluftabsatz gehen hier unscheinbar ineinander über, so daß es jedenfalls nicht statthaft ist, diese hellen gangartigen Bänder als Ausfüllung einer erst später im metasomatischen Siderit aufgerissenen Fugenschar zu deuten.

Durch die ungestörte, metasomatische Übernahme der Marmorverunreinigungen in den Siderit einerseits, die hellen Drusengänge anderseits ist sichergestellt, daß dieses Bändergefüge ebenso wie im untersuchten Magnesit von Breitenau ein reines *Wachstumsgefüge* darstellt, das sich jedoch entscheidend und grundsätzlich von dem einer reinen rhythmischen Anlagerung von der Art des Sedimentwachstums unterscheidet. Bei dieser müßten wir notwendig in den einzelnen Bändern die zeitrhythmische Wiederholung eines gleichsinnigen polaren Wachstums sehen, eine sozusagen *monopolare* Wachstumsrhythmik. In den obigen Bändergefügen aber geschieht mit der Bilateralsymmetrie der hellen Bänder jeweils eine Umkehr der Richtung des polaren Wachstums, die Rhythmik dieses Wachstumsgefüges kann als *antipolar* bezeichnet werden und ist nicht Zeit-, sondern *nur Raum-Rhythmik*. In diesem Sinne kann das Parallelgefüge nur „entogen" durch den vorbestehenden Baugrund der neuwachsenden Kornart oder durch den Wachstumsvorgang im Gestein selbst bestimmt sein.

Die hier behandelten Bändergefüge wären also mit diesem entscheidenden Kennzeichen als „antipolar-rhythmische" Wachstumsgefüge oder auch *„Antipolar-Rhythmite"* zu typisieren.

Dieses Merkmal gestattet eine scharfe *Unterscheidung* von anderen bänderigen Gefügen, die daneben, z. B. auch im Siderit der Lagerstätte Hüttenberg, auftreten können. Ganz vereinzelt kann man hier einen sehr feinkörnigen Siderit beobachten, der in gerundeten, bis halbkugeligen kopfgroßen Außenformen von einem Kristallrasen von Siderit und Pyrit überzogen ist und innen eine feine Anwachsbänderung zeigt. Das ist eine Art *Sinterabsatz* mit monopolarem Wachstumsrhythmus der Anlagerung, wie er gleichfalls als seltenere Abart von Bänderung auch am Magnesit auftritt und vom Verfasser (1931) in seiner Korngefügeregelung überprüft werden konnte. Schließlich gibt es in Hüttenberg auch Sideriterz, das durch eine nur sehr verwaschene feinere Pigmentbänderung ohne die beschriebenen pigmentfreien Drusenlagen ausgezeichnet ist und das, wie Aufschlußbilder zeigen, rein metasomatisch und ohne größere Umlagerungen die vorbestehende Bänderung des Marmors abbildet. Diese Bänderung ist daher überhaupt nicht Wachstumsrhythmik des Siderit-

gefüges, sondern in diesem nur die *Abbildung* einer auf anderem (wohl tektonischem) Wege entstandenen Rhythmik der Vorzeichnung.

Im *Bändermagnesit* fand der Verfasser (1931) in den dunklen Lagen ein Korngefüge von der Art des „Pinolitmagnesit" mit einer Regel der Kornorientierung, die der (Tektonit)-Regel im verdrängten Ausgangsgestein ähnelt. Die vorhandene Regel des „Baugrundes" bestimmt oder beeinflußt die Kornlageregel des gleichfalls karbonatischen Neugefüges. Ob dies durch Erhaltung von Gitterbestandteilen beim Austausch der Metallionen (Vermutung des Verfassers, 1932) oder nur durch richtenden Einfluß auf die sich anlagernden Keime (heute wohl wahrscheinlicher) zustande kommt, ist hier nicht von Bedeutung. Beim bilateralsymmetrisch gegen eine Mittelnaht gerichteten Weiterwachsen in die hellen Bänder wird dann diese Regel — wahrscheinlich vorwiegend durch Auslese — allmählich umgestellt auf die verbreitete Anlagerungsregel c // Wand, die diese hellen Bänder beherrscht.

Dem lagigen Wechsel dieser beiden Korngefüge-Regeln schien am besten die Deutung gerecht zu werden, daß in den dunklen Bändern Verdrängung von Kalk durch Magnesit im engsten Sinne statthatte, während die hellen Bänder — im gleichen Bildungsakte daraus fortwachsend — Hohlraumabsätze in aufblätternden Fugenscharen seien. Gleichfalls als Hohlraumabsatz, aber in Fugen, die durch Lösung entstanden, deutet sie *F. Bernauer* im Bänderdolomit von Bürs; gegen ihre Deutung als Ausfüllung einer jüngeren Kluftschar *(K. A. Redlich)* hat mit Recht *W. Petrascheck* (1932) das Fehlen einer scharfen Abgrenzung eingewendet. Die von *W. Petrascheck* entgegengestellte Auffassung, die Bänderung sei nur die Wiedergabe eines Wechsels reiner und weniger reiner Kalkbänke, gibt jedoch keine Erklärung für den Wechsel verschiedener Wachstumsregeln und für die „antipolare Wachstumsrhythmik".

Dagegen fand sich nun eine Bestätigung dafür, daß die Kornregelung c // Wand kein Anzeichen für Gangcharakter sein muß *(W. Petrascheck,* 1932), in dem spanischen Bändermagnesit von *Asturetta* in den NW-Pyrenäen. Die Stücke und das Photo der Abb. 2 verdankt der Verfasser Herrn Prof. Dr. *J. G. de Llarena,* der die Lagerstätte beschrieben (1951) und wegen ihrer ausgezeichneten Schichtung in Wechsellagerung mit unveränderten, in weiterer Folge fossilführenden Dolomiten und Kalkschiefern als sedimentär gedeutet hat.

Die hellen Bänder dieses Bändermagnesites (Photo Abb. 2) zeigen in mustergültiger Form ein Kornwachstum in der Art symmetrischer Gangfüllungen mit deutlicher Mittelnaht und mit keulenförmigen

Kornformen normal zur Aufwachsfläche bei scharfer Achsenregel c // zu ihr bzw. besser c // zur Blastetrix *(Sander)*. Denn eine körperliche „Aufwachsfläche" fehlt zum Teil und wird ersetzt durch eine „Drucksutur" zwischen den von ihr aus nach beiden Seiten gewachsenen Kornstreifen (siehe den Dünnschliff-Ausschnitt der Abb. 5).

Das Korngefüge zeigt also wieder die „Antipolar-Rhythmik" in vollendeter Form und es geht daraus wohl sicher hervor, daß es nicht im Zuge des sedimentären und zeitrhythmischen, notwendig „monopolaren" Anbaues der einzelnen Schichten dieses Sedimentstoßes gefügt sein kann. Es muß durch eine *postsedimentäre Neukristallisation* gebildet sein. Das Gefüge entscheidet jedoch nicht darüber, ob diese Neukristallisation nur eine Umlagerung eines bereits vorher lagenweise angeordneten Stoffes war oder ob sie etwa mit einer selektiven hydrothermalen Verdrängung von Kalklagen durch Magnesit verbunden war. Letzteres erscheint dem Verfasser weit wahrscheinlicher, da die Annahme bloßer Umkristallisation keinen verständlichen Grund dafür enthält, daß hier der Magnesit *extrem grobspätig* kristallisiert ist, während die kalkigen, dolomitischen und tonigen Schichten daneben und dazwischen unveränderte feinstkörnige Sedimente geblieben sind.

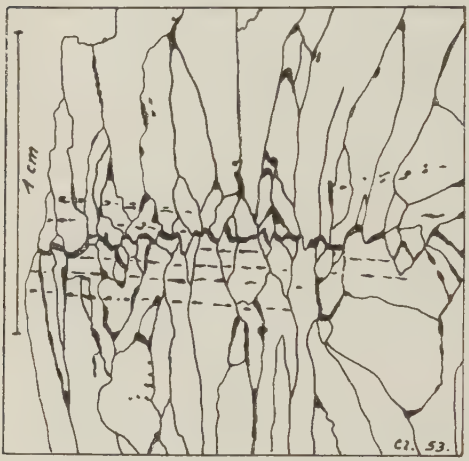


Abb. 5. Ausschnitt eines Dünnschliffes von Bändermagnesit. Asturetta NW-Pyrenäen; „antipolar" nach oben und unten gewachsene, teilweise metasomatische Kornrasen von Magnesit mit Regel c // Wand.

Der Ausschnitt der Abb. 5 zeigt die „Drucksutur" zwischen zwei, von ihr aus „antipolar" gewachsenen Spatmagnesit-Lagen mit scharfer Regel c // Blastetrix. In ihrer Nähe enthalten die Körner einen Teil des die Lage dunkel färbenden Pigmentes als „si" und Rest der sedimentären Feinschichtung (ss). Die Magnesitkörner sind an dieser Stelle mit Regel c // zur Feinschichtung in einem pigmentierten Streifen des Sedimentes gewachsen, also metasomatisch. Das macht auch die rein örtlich zustandekommende Winkelabweichung der durch Pigmentvorschub gebildeten Drucksutur von der Feinschichtung zwanglos verständlich. Daß aber dieser Wechsel heller und dunkler Lagen nicht *nur* Vorzeichnung ist, sondern das sedimentäre s durch

irgendeine Fugen-Eigenschaft (z. B. Wegsamkeit) gefügebildend wirksam wird, zeigt die „Antipolar-Rhythmik" im Wachstum des Gesamtgefüges.

Ein Bändergefüge mit bilateralsymmetrischen, antipolar gewachsenen reineren Bändern zeigen in vielleicht noch klarerer Weise Stücke von neuen anatolischen Boratlagerstätten aus der Sammlung von Herrn Dr. *H. Helke*, die mir Kollege Dr. *H. Meixner* zum Vergleich übergab. Aus der Basis eines bentonitartigen, feinschichtigen Tongesteines wächst hier Colemanit unter teilweiser, anfänglicher Umschließung von Ton-Feinschichten zunächst rosettenartig, dann unter zunehmender vollkommener Einregelung in einen Querfaserbau mit kristallographisch c ⊥ Wand in diese, mit deutlicher Mittelnaht ausgestatteten Bänder. Wieder liegt ein lückenloser Übergang von einem verdrängenden Wachstum innerhalb des vorhandenen Feinschichten-Gefüges zu Gebilden von der Art symmetrischer Gangfüllungen vor, wobei beide sicher *postsedimentär* sind. Habituell und wohl auch genetisch besteht offensichtlich eine weitgehende Parallele zu den in der Straßenbauforschung studierten Eisschichten in den Frostauftreibungen bindiger Böden.

Durch diese Erfahrung geht auch in unseren alpinen Bänder-Magnesiten und -Sideriten die scharfe Trennbarkeit von dunklen Metasomatose- und hellen Kluftabsatz-Bändern verloren. Sicher ist nur, daß in ihnen in besonderer Art *Fugenscharen* des Muttergesteins *ausgearbeitet* werden, die zur Zeit der Metasomatose wirksam waren. Eine Öffnung solcher Fugen, tektonisch oder durch Lösung, im Zuge der Verdrängung beweisen die Drusen, aber das Ausmaß dieser Öffnung bleibt vorläufig ungewiß.

Bemerkenswerte Hinweise auf die *Art* solcher Fugen geben einige Beobachtungen an Ortsbildern von Bänder-Siderit in Hüttenberg. Hier wie anderswo liegt diese Bänderung in der Regel *parallel* den *s-Flächen*, die im Nebengestein als Schieferung, Bankung und als stofflicher Lagenbau geologisch aufgenommen werden.

In den seltenen Fällen, wo sich die Tektonit-Bänderung des Marmors über eine metasomatische Grenze hinweg unmittelbar in das geschilderte hell-lagige Bändererz fortsetzt, treten manche dunkleren Bänder unverlegt vom einen in das andere über. Hier also war *kein „Aufblättern"* im Sinne einer Raumvermehrung wirksam; soferne die hellen Bänder Hohlraumabsätze sind, also mindestens in den Drusen, sind die bandartigen Hohlräume durch *Auflösung* mit Stoffabfuhr im Zuge der Metasomatose entstanden. Die *Tektonit-Bänderung* des recht kompakten, keineswegs etwa blättrig zerfallenden Marmors wird bei der Metasomatose auf dem Wege von Auflösung und Absatz zur antipolar-rhythmischen Bänderung des Erzes

umgearbeitet. Der Hohlraumanteil kann dabei wenigstens örtlich größer werden, als der bei einfachem Ersatz von Ca durch Fe notwendige Raumschwund.

Nicht nur ganz vereinzelt stellt sich aber die Bänderung des Erzes auch schräg zur Nebengesteins-Schieferung und der ihr folgenden Erzgrenze. Einige typische Bilder dieser Art sind in Abb. 6 skizziert.

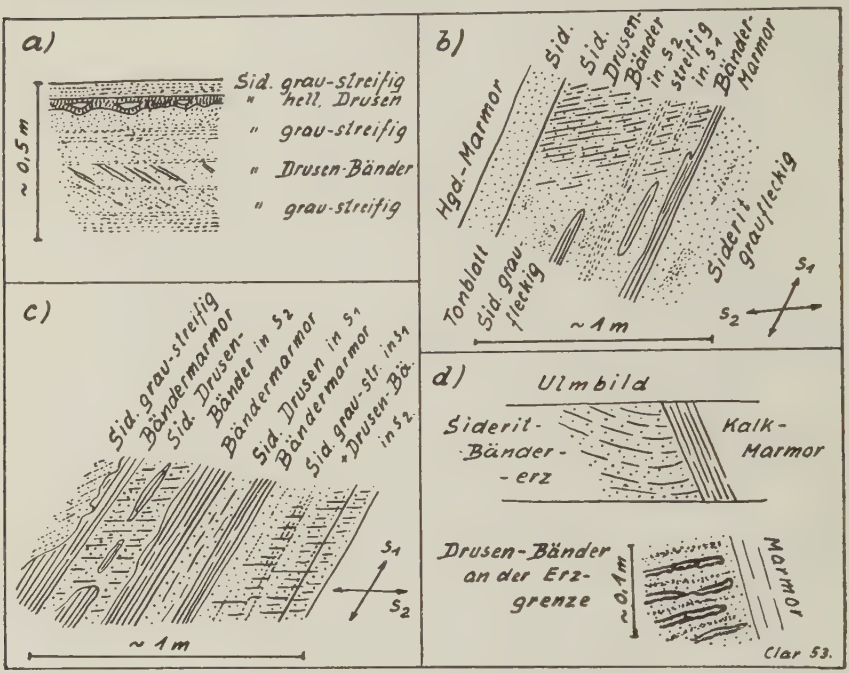


Abb. 6. Skizzen von Grubenaufschlüssen mit Schräg- und Kreuzbänderung im Siderit von Hüttenberg, Kärnten. a und b Ostlager, 2. Sohllauf unter Heinrichsohle; c Dreierfeld Hangendstreifen, Heinrichsohle; d Paulus-Mittellager in Lölling, 2. Sohllauf unter Erbstollen.

Sie erinnern an diskordante Schrägschichtung in Sedimenten, unterscheiden sich von dieser aber vor allem durch gleiche Richtung der Schrägschar über Reihen von „Schicht"-Bänken hinweg und durch größere, bis rechte Winkel zwischen den beiden Flächenscharen. Selten, aber doch ganz eindeutig, kommt es zu einem Überkreuzen der beiden Richtungen in der gleichen Erzlage, *„Kreuzbänderung"* (siehe auch Photo, Abb. 4).

Durch die Freundlichkeit von Kollegen Dr. *G. Frasl* in Wien erhielt der Verfasser ein Belegstück für eine grundsätzlich gleichartige Kreuzbänderung im Spatmagnesit von Breitenau, die ebenfalls wieder die Parallele zwischen Siderit und Magnesit in Hinblick auf die Gefügebildung bestätigt.

In all diesen Fällen ist die schräg zum Nebengesteins-s verlaufende Bänderung (s_2 der Abbildungen) stärker durch hellen Spat und Drusenlagen ausgezeichnet, die Richtung der Nebengesteins-Schieferung (s_1) dagegen in erster Linie Pigmentvorzeichnung.

Solche Schräg- oder Kreuz-Bänderung war in Hüttenberg bisher an verschiedenen Aufschlußbildern in 9 unterscheidbaren Erzkörpern zu beobachten. Soweit die räumliche Lage der beiden Richtungen s_1 und s_2 zugleich meßbar war, ergab sich mit einer Ausnahme immer, daß ihre Schnittgerade β angenähert oder genau *zusammenfällt* mit der Richtung der beherrschenden *Linearen* und Faltungsachsen B im Nebengestein des betreffenden Bereiches; auch dann, wenn dieses B unter der Wirkung von Störungen aus seiner normalen Lage herausgedreht ist.

Für diesen Sachverhalt gibt es wohl nur die eine Auslegung, daß in s_2 eine zweite, s_1 und B zugeordnete *Scherflächenschar* wirksam und ausgearbeitet wurde. In dem einzigen Ausnahmefall geht s_2 parallel zu einer naheliegenden flachen Störung, die älter oder gleich alt wie die Vererzung ist, wird also als begleitende Zerscherung parallel dieser Störung in gleicher Weise verständlich.

Mehrfach (siehe die Skizzen) schalten sich Streifen von Ankeritmarmor als *Zwischenlagen* in solches schräg gebändertes Erz ein. Nie aber war dabei die Richtung der Schrägbänderung auch im Ankeritkorn makroskopisch zu erkennen. Ob in ihm ein solches s_2 vielleicht korngefügestatistisch nachweisbar wird, ist noch nicht untersucht; jedenfalls zeigt sowohl er wie der Dolomitmarmor, obwohl beide Nebenerzeugnisse der Sideritvererzung sind, nie ein gleichartiges „antipolar-rhythmisches" Bändergefüge wie der Siderit. Hierin liegt ein bemerkenswerter und unaufgeklärter Unterschied in der Metasomatose beider, ebenso wie anderen Ortes zwischen Magnesit und dem ihn begleitenden Dolomit; und dies obwohl gemäß dem Vorkommen von Bürs auch der Dolomit unter geeigneten Umständen befähigt sein muß, solche Bändergefüge zu entwickeln.

Sperrausdehnung (Sander) als Wegbereiter der Metasomatose wird in dieser Lagerstätte vor allem durch die häufige Abbildung grobbreccienartigen Schollengefüges in der Pigmentierung des Erzes nahegelegt. Das Aussetzen der Schrägbänderung an den Streifen von Ankeritmarmor aber ist wieder schwer vereinbar mit der Vorstellung einer rein mechanischen Aufblätterung nach der Flächenschar s_2 in einem Ausmaße, das die hellen Bänder und Drusen lediglich als Hohlraumabsätze erklären ließe. Es müssen sozusagen nur „virtuelle" Fugen vorhanden gewesen sein, die durch *Anlösung* des Marmors und ihren richtenden Einfluß auf die Blastetrix der wachsenden Kristallart im Zuge der Metasomatose weiter ausgearbeitet wurden.

„Geopetale" Einflüsse, die *Bernauer* in Bürs zu erkennen glaubt, waren hier nicht zu beobachten.

Aber unter den hier herangezogenen Beispielen „antipolarrhythmischer" Bändererze ist diese fugenparallele Blastetrix nur dann das *einzige* Diktat der Regelung des Korngefüges, wenn das Wachstum der verdrängenden Kristallart auf der Grundlage eines nichtmetamorphen Sedimentes vor sich geht. In der Regelmäßigkeit der Bänderung in den spanischen Magnesiten hat eine jüngere Kristallisation die Regelmäßigkeit ungestörter Sedimentärschichtung abgebildet, während sie in den alpinen Beispielen s- und B-Tektonite von geringerer Regelmäßigkeit der „Schichtung" ausgebaut hat. In diesen, wo mehr oder minder körnige Kalke die Grundlage der Metasomatose bilden, erlischt der das Karbonatwachstum mit c // Wand regelnde Einfluß dieser Fugen zwischen diesen mit der zunehmenden Aufnahme nichtkarbonatischer Verunreinigungen und es kommt in den dunklen Bändern auch die vorbestehende tektonische Korngefügeregelung des kalkigen Muttergesteins für die Orientierung des metasomatischen Karbonatgefüges zu Wort.

Eine korngefüge-statistische Untersuchung besonders dieser Bändersiderite mit Schräg- und Kreuz-Bänderung steht noch aus, nicht zuletzt wegen der Schwierigkeiten, die ihr aus den Gitterverzerrungen der Sideritkristalle mit ihrer wandernden Auslöschung erwachsen. Aber es ist zu hoffen, daß eine solche Untersuchung mehr Aufklärung bringen kann über das eigenartige *Wechselspiel von Lösung und Absatz*, das den Vorgang des vorwiegend metasomatischen Kristallwachstums in dieser anscheinend nicht kleinen Gruppe „antipolarrhythmischer" Bändergesteine beherrscht.

Literatur.

Bernauer, F., 1933: Gebänderte Karbonatgesteine und ihre Umwandlung I und II. Neues Jahrb. Min., Beil.-Bd. 66 A. — *Clar, E.*, 1931: Die Gefügeregelung eines Bändermagnesits. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 81. — *Clar, E.*, 1932: Gefügestatistisches zu Metasomatose. Tscherm. Min.-petr. Mitt. 43. — *Llarena. J. G. de*, 1951: Die Lagerstätten sedimentären Magnesits im Paläozoikum der Westpyrenäen. Berg-Hüttenm. Mh., Leoben, 96. — *Meixner, H.*, 1935: Neue türkische Boratlagerstätten. Berg-Hüttenm. Mh., Leoben, 98. — *Petrascheck, W.*, 1932: Die Magnesite und Siderite der Alpen. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl. 141.

Aus dem Sedimentpetrographischen Institut der Universität Göttingen.

Über ein inhomogenes Skapolith-Gefüge.

Von

Otto Braitsch.

Mit 3 Textabbildungen und 5 Gefügediagrammen.

(Eingelangt am 24. April 1953.)

Verteilung und Lagenkugelbesetzung eines inhomogenen Skapolith-Gefüges ohne Gesamtsymmetrie in einem Skapolith-Pyroxen-Granatfels, das aus homogenen, scharf geregelten Teilbereichen zusammengesetzt ist, werden beschrieben. Die Merkmale sprechen für einen „*Nichttektonit*", die regelnden Vorgänge sind aber nicht verständlich (vielleicht Wachstum nach der Wegsamkeit). Abschließend wird ein Vergleich mit andern Skapolith-Gefügen durchgeführt und die Petrologie des Gesteins kurz besprochen.

Im südlichen Spessart (Elterwald, zirka 4 km SE Aschaffenburg) wurde vom Verfasser unter den kristallinen Schiefern mittlerer Tiefenstufe ein skapolithführender Kalksilikatfels, leider nur als Lesestein, aufgefunden. Im folgenden soll sein ungewöhnliches Gefüge näher beschrieben werden, obwohl eine ausreichende genetische Erklärung der regelnden Vorgänge noch nicht möglich ist. Die ersten Messungen wurden bereits während meines Studienaufenthaltes in Innsbruck durchgeführt, für deren Möglichkeit ich Herrn Professor *B. Sander* besonderen Dank schulde.

1. Lagenbau.

An Hand von Abb. 1 sei zunächst der stoffliche Aufbau erläutert. Für die hier interessierenden Fragen genügt eine qualitative Kennzeichnung der „Genität" (*Sander,* 1950) ohne statistische Auszählung von Gefügebildern, da sich das inhomogene Gesamtgefüge aus homogenen Teilbereichen zusammensetzt, die sich gegenseitig nicht durchdringen und schon bei der Musterung des Schliffes mit schwacher Vergrößerung erkennbar sind.

Das Handstück zeigt megaskopisch deutlichen Parallel-Lagenbau aus bläulichgrünen Pyroxen-Skapolith-Granat-Lagen, etwas dunkleren bräunlichgrünen Plagioklas (An 40 bis 55)-Pyroxen-Granat-Lagen (A in Abb. 1), einer bläulichweißen, gröberkörnigen (zirka 1 mm) Skapolith-Lage (C in Abb. 1) und bräunlichen Pyroxen-

Granat-Lagen (E, K, M in Abb. 1). Die Lagen sind nicht gleichmäßig eben, sie schwanken auch in der Dicke.

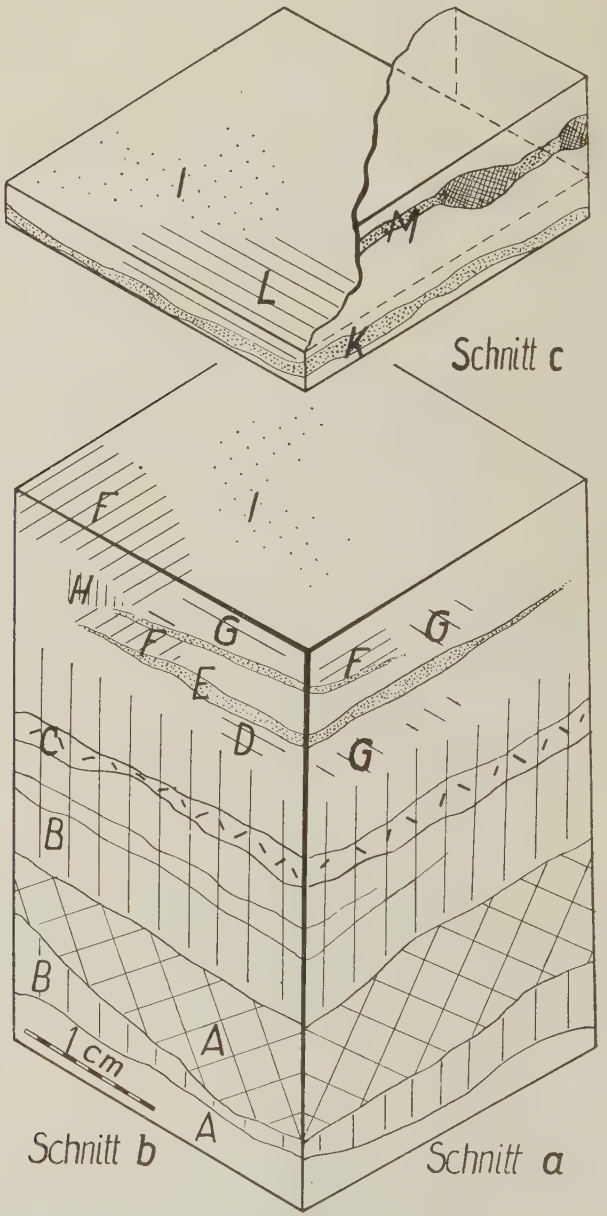


Abb. 1. Raumbild der Gefügebereiche und Verteilungsgruppen. Bedeutung der Signale s. Text.

Wie man im Schliff erkennt, kommen Skapolith und Plagioklas nie zusammen vor und es fehlen jegliche Merkmale für Skapolithbildung auf Kosten von Plagioklas.

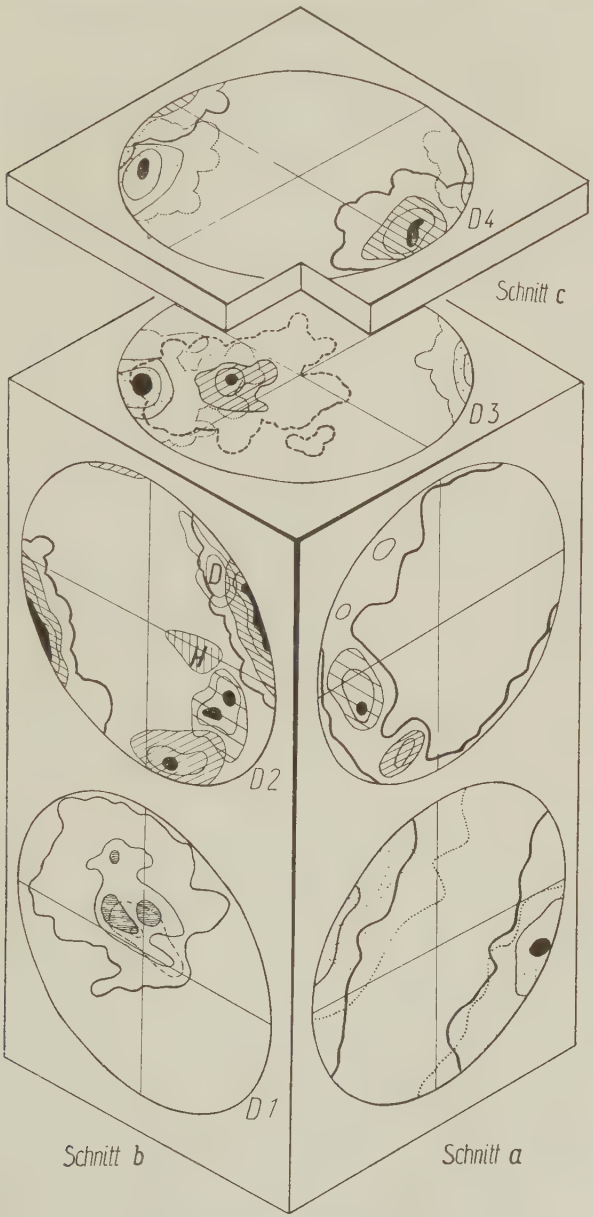


Abb. 2. Die einzelnen Skapolith-Teilgefüge in »Würfeldarstellung«. Schraffuren der Teilbereiche F—L wie bei den Verteilungsgruppen auf Abb. 1.

Die Lagen A und B sind durch meist feinkörnige Pyroxen-Granat-Säume getrennt. *Plagioklas* ist teilweise auch in unregelmäßige (Korrosions-) Schläuche in größere Granatkörner der Randlage eingewachsen (also kein reliktisches Interngefüge). Die Plagioklase lassen mit dem Gipsblättchen eine deutliche Gefügeregel nach dem Feinbau erkennen (α' im a-Schliff deutlich parallel zum Lagenbau, im b-Schliff ohne Einmessung nicht erkennbar), die aber durch eine Regel nach der Korngestalt bedingt sein kann (im a-Schliff merkliche Längung parallel zum Lagenbau, im b-Schliff dagegen nicht; der megaskopische Eindruck ist allerdings statistisch noch nicht kontrolliert und setzt auch eine Definition der „Gliedrigkeit der Substanz" [*Sander*, 1950] voraus).

Der *Skapolith*-Gehalt variiert nach Menge und Verteilung. In der Lage C ist er praktisch die einzige Komponente, die Lage selbst ist oft nur ein Korndurchmesser dick (1 bis 2 mm). In den übrigen Lagen kommt er mit diopsidischem Pyroxen ($c/\gamma = 42 \pm 2^0$, $2\,V\gamma = 65 \pm 5^0$; $\rho > v$) und Granat zusammen vor.

Im Bereich D—L ist der Skapolith meist nester-linsenartig angereichert, wobei die Linsen parallel zum Lagenbau gelängt sind. Diese Längung betrifft nach der Übersichtsbetrachtung die Einzelkörner praktisch nicht und es ist kaum ein Unterschied in der Korngestalt in den verschiedenen Schnittlagen erkennbar. Die Körner sind meist xenomorph polyedrisch (Achsendivergenzen s. u.). Die Nester und Linsen bestehen meist über die Hälfte aus Skapolith, aber doch ist immer außer in Lage C etwas Pyroxen oder Granat vorhanden. Die bei Plagioklas typischen lappig-buchtigen Verschränkungen der Körner fehlen i. a. Der Skapolith tendiert zu ausgesprochener „Pflasterstruktur" bzw. „Mosaikstruktur".

In der Lage B (und vielleicht in den nichtschraffierten Bereichen oberhalb B) bildet der Skapolith dagegen ein ziemlich offenes „Skapolith- in Pyroxen-Granat-Gefüge".

Viele Skapolithe, besonders im „Skapolith- in Pyroxen-Granat-Gefüge" sind bereits weitgehend *zersetzt* in sehr feinkörnige Aggregate aus glimmerähnlichen Mineralien (γ' in Längsrichtung). Die grobkörnige Skapolithlage C wird von einem System paralleler Zersatzzonen durchschnitten, und auch gegen die Nachbarlagen vielfach von feinkörnigen Zersatzzonen begleitet, so daß die Lage flaserig zerlegt ist. In den Zersatzzonen kommt auch Karbonat vor, meist in winzigen, sehr unregelmäßig gliedrigen Körnern.

Die *Zersatzzonen* weisen auf nachkristalline Deformation, allerdings ohne merklich summierbare Durchbewegung im Kleingefüge und ohne zuordenbare mechanische Einregelung der Körner, dagegen mit entsprechenden Kluftsystemen. Ursprünglich klaffende Klüfte sind mit Karbonat oder seltener mit Epidot verheilt.

In dünnen Lagen (E, K, M) *fehlt* der Skapolith vollständig. Diese bestehen dann nur aus diopsidischem Pyroxen und Granat. Der Granat erscheint öfters auch in größeren Holoblasten (bis 5 mm, Lage M), die ein feinkörniges Pyroxeninterngefüge ohne erkennbare Verstellung gegen das Externgefüge umschließen.

In anderen Lagen tritt schließlich noch *α-Zoisit* auf ($2V_\alpha = -80°$, meist stengelig, Längsprisma deutlich entwickelt). Akzessorisch erscheint in allen Lagen (außer C) *Titanit*. Ganz vereinzelt in Zwickeln zwischen den anderen Kornarten findet sich stark buchtig-gliedriger, kleinkörniger (0·05 mm) *Quarz*.

Außer den genannten, für die Gefügebildung belanglosen Rupturen usw. zeigen die Kornarten *keine Deformationsmerkmale*. Sofern überhaupt eine regelnde Deformation vorhanden war, ist diese jedenfalls vollständig von der Kristallisation der Hauptkomponenten überdauert und hat keine erkennbaren Scherflächensysteme usw. hinterlassen. Das Gestein wurde anscheinend als relativ starrer Block passiv in höherteilbeweglicher Umgebung eingeschlichtet ohne stetige Durchschieferung.

2. Tropie. (Sander 1950.)

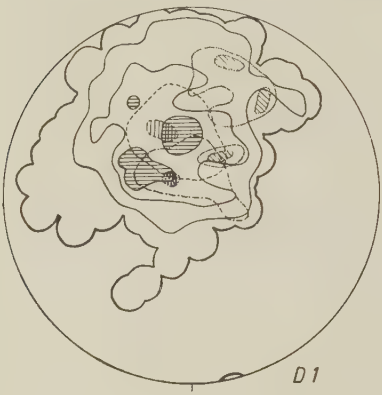
a) Lagenkugelbesetzung.

Das Skapolithgefüge wurde in drei nahezu aufeinander senkrechten Schliffebenen in insgesamt sechs Schliffen untersucht. Abb. 2 zeigt die Ergebnisse der Messungen in „Würfeldarstellung" (Blick in Richtung der Raumdiagonalen des Würfels, *Stach*sche Projektion). Vor der Einmessung wurde bei schwächster Vergrößerung von jedem Schliff eine Skizze angefertigt, wobei es nur auf die Verteilung des Skapoliths ankam. Diese ist im Raumbild Abb. 1 (seitenrichtig) dargestellt. In den weißgelassenen Bereichen ist nur noch zersetzter i. a. nicht mehr einmeßbarer Skapolith vorhanden.

Zur Beschreibung seien die Schnittlagen vorerst *willkürlich* mit a, b, c bezeichnet (da sich in der Ebene des Lagenbaues keine eindeutigen Gefügekoordinaten angeben lassen). Der Vergleich dieses Gefügebildes mit den zugehörigen Lagenkugeln des Skapolith-Gefüges läßt zunächst einen Homogenbereich B + C (I) und einen Bereich D—M (II) unterscheiden.

Bereich I (s. D 1) zeigt im Schnitt b eine zentrale Besetzung mit eng beisammenliegenden Punktmaxima. Das starke Maximum des Diagramms vom Schnitt a fällt nach der konstruktiven Rotation mit dem Maximum des Schnittes b zusammen. Die punktiert umgrenzten Areale sind ebenfalls aus Schnitt a in b rotiert und stammen aus der unteren Skapolith-Pyroxen-Granatfelslage, die zwischen Plagioklas-Pyroxen-Felslagen liegt. Das strichpunktiert umgrenzte Feld bezeichnet das Maximum der Lage C in Schnitt b („Skapolith- in Skapolith-Gefüge"). Die Mehrzahl der Skapolithe liegt demnach mit der Prismenzone in der Ebene des Lagenbaues, und zwar mit [001] etwa gleichgerichtet. Ein im Diagramm nicht angegebenes Nebenmaximum der Lage C liegt ebenfalls in dieser Ebene mit zirka 90° Distanz vom Hauptmaximum. Das Diagramm D 1 unterscheidet sich von denen des Bereichs II abgesehen von der Drehlage durch weniger stark betonte Häufungen (Max. i. a. 6%, nur im Bereich C + B des Schnitts a 10%).

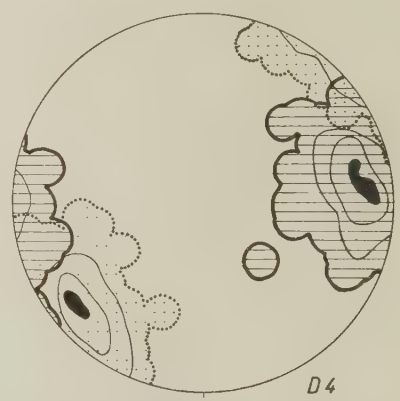
Der *inhomogene Bereich II* (s. D 2) zeigt nun in den einzelnen Nestern und Linsen eine deutlich ausgeprägte Regel mit einem Maximum, das in der Besetzungsdichte mit



(n = Zahl der gemessenen Skapolith-c-Achsenpole.)

D 1. *Schnitt b.* 1) ausgezogene Kurven, horizontale Schraffur: Bereich B (unterhalb der grobkörnigen Lage C), (7) 5—3—1—0%; n = 256. 2) strichpunktierte Kurven, Max. punktiert: Bereich C, 10—5%; n = 100. — Aus *Schnitt a* nach Rotation in Schnitt b: 3) strichlierte Kurven, Max. vertikal schraffiert: Bereich C und B ober- und unterhalb anschließend an C: 10—5%; n = 509. — 4) punktierte Kurven, Max. diagonal schraffiert: Bereich B unterhalb A, 6—5%; n = 260. — 5) (nicht eingetragen: Bereich C aus einem Parallelschliff; n = 94, Max. 10%, wie im Schnitt b).

D 2. *Schnitt b.* 1) strichliert umgrenzt, vertikal schraffiert: Bereich F, 15 10—5—0%; n = 150. 2) strichpunktiert umgrenzt, weite Horizontalschraffur: Bereich G, 15—10 5—0%; n = 97. 3) ausgezogen umgrenzt, enge Horizontalschraffur: Bereich L, 15—10—5—0%; n = 76. Aus *Schnitt a* in b rotiert: 4) punktiert umgrenzt: Bereich G, 10—5%; n = 82. (Nicht eingezeichnet: Bereich D, n = 95, 15—10%; s. Abb. 2, und Bereich H, n = 13; s. Abb. 2.)



D 3. *Schnitt c* in Höhe von Bereich F. 1) strichliert umgrenzt, vertikal schraffiert: Bereich F, 15—10—5—0%; n = 236. 2) punktiert: Bereich I. 15—10—5—0%; n = 262.

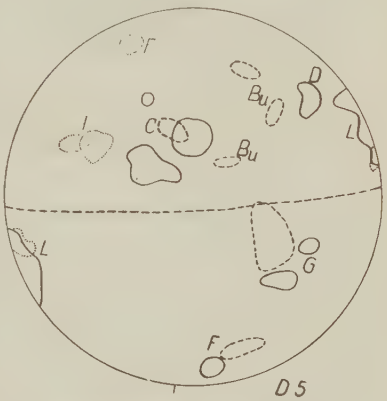
D 4. *Schnitt c* in Höhe von Bereich L. 1) Umgrenzung ausgezogen, horizontal schraffiert: Bereich L, 15— 0—5—0%; n = 199. 2) punktiert; Bereich I, 15—10—5—0%; n = 87.

gutgeregelten Glimmergefügen vergleichbar ist (15—20%). Die Grenze zu Bereich I ist nicht sehr ausgeprägt.

Auch die Trennung der Teilbereiche in II ist nicht immer gleich scharf. So schließen z. B. die Bereiche F, G, H in Schnitt b räumlich aneinander an und ihre Maxima liegen auf der Lagenkugel auf einen Großkreis. Auch in Schnitt a liegen Bereich G und F stellenweise nebeneinander (wobei Maximum G in Schnitt a auf der Lagenkugel zwischen Maximum G und H des Schnittes b fällt). Betrachtet man aber die Änderung in der Ebene des Lagenbaues, dann entspricht der Drehsinn von Maximum zu Maximum auf der Lagenkugel nicht der Reihenfolge der Bereiche innerhalb einer Lage. (Die Richtigkeit der konstruktiven Rotation ist kontrolliert an der Überführbarkeit der Kluftpole von jüngeren Rissen aus den einzelnen Schnitten ineinander.)

Der Bereich L ist von den anderen Bereichen ziemlich gut getrennt, ebenso ist Bereich I ziemlich isoliert im Gefügebild und auf der Lagenkugel (D 2 bis 4). Dagegen fällt das Maximum vom Bereich D (Abb. 2) mit Maximum L beinahe zusammen, obwohl es im Gefügebild von L durch mehrere Zwischenlagen getrennt ist. Das Maximum von L liegt zirka 90° vom Maximum F entfernt nahe an der Spur des Lagenbaues, während das Maximum von F fast senkrecht zur Ebene des Lagenbaues liegt (D 5).

Im Schnitt b wurden auch die Pole der Spaltflächen eingemessen bzw. die zweite Spaltfläche konstruiert. Zu jedem Maximum der c-Achsen ergab sich ein Großkreis der Spaltflächenpole, in welchem zwei schwache Maxima angedeutet sind. Doch liegen auch diese Maxima in den verschiedenen Teilbereichen ebenso verschieden, wie die c-Achsen. (Die entsprechenden Diagramme sind aus Platzgründen nicht wiedergegeben.)



D 5. *Sammeldiagramm*, bezogen auf Schnitt b. Max. der Teildiagramme (n gesamt = 2516); ausgezogen: aus Schnitt b, strichliert: aus Schnitt a, punktiert: aus Schnitt c, dickstrichlierter Großkreis = räumliche Lage des Bereichs C. Bezeichnung der Bereiche wie in Abb. 2. Bu = Bereich B unterhalb A.

b) Achsendivergenzen.

Wo die Skapolithe aneinandergrenzen sind sie fast immer ebenflächig begrenzt. Die Grenzflächen entsprechen aber nicht kristallo-

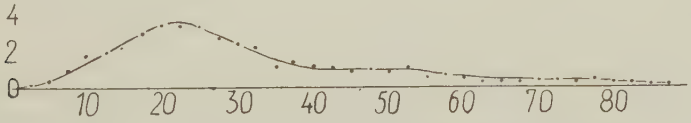


Abb. 3. Achsendivergenzen zwischen sich berührenden Nachbarkörnern (127 Körner aus Bereich C und I). Statistisch ausgezählt; Abszisse = Achsendivergenz in Grad, Ordinate = Kornzahl; Länge der Auszähleinheit = 9° (= 10%).

graphisch bevorzugten Flächen. Zwar sind Achsendivergenzen zwischen 20 und 25° überdurchschnittlich häufig (s. Abb. 3; im Durchschnitt entfiele bei ungeregeltem Gefüge auf 0·7° ein Korn; dieser Durchschnittswert ist angenähert zwischen 35 bis 55° erreicht). Die Grenzflächen zwischen Nachbarkörnern liegen bezüglich der Dreh-

lage aber fast nie symmetrisch zu den c-Achsen der beiden Körner. Es handelt sich also sicher nicht um Zwillinge. Da ferner die Winkeldistanz zwischen der c-Achse und dem Pol der Berührungsflächen variiert, und da die Berührungsflächen keiner konstanten kristallographischen Zone angehören, sind auch orientierte Verwachsungen ausgeschlossen.

Diese Daten (Achsendivergenz von Nachbarkörnern und Poldistanzen von Grenzflächen) sind übrigens zur Kennzeichnung der Pflasterstruktur notwendig.

3. Diskussion.

a) Gefügetyp.

Auf dem Sammeldiagramm D 5 sind alle Maxima, bezogen auf Schnitt b, eingetragen. Das Gefüge des *Gesamtbereiches* ist inhomogen und *ohne Symmetrie*. Es ist aus *homogenen Teilbereichen* zusammengesetzt, welche jeweils eine *Eigenregel* mit einem scharfen Maximum zeigen. Die Häufungen auf dem Diagramm entsprechen Häufungen im Gefügebild, die sich meiden. Die Eigenregel der homogenen Teilbereiche fällt nicht mit Verteilungsgruppen des Gefügebildes zusammen (außer in dem weniger scharf geregelten Bereich A bis C).

b) Regelungsvorgänge.

Diese unter a) zusammengefaßten Merkmale sind nicht verträglich mit der Vektorensymmetrie homogener *mechanischer Formung*, auch nicht bei mehrfacher schiefer Überprägung und bei Beeinflussung durch die Gefügegenossen. Aber sie passen auch nicht zu den bisher bekannten *Wachstumsgefügen*. Im Bereich II ist divergentstrahliges Wachstum (analog etwa zu Turmalinsonnen, Sternquarz, „Eisblumenhornblenden" usw.) ausschließbar, da die Trennung der Teilbereiche relativ deutlich ist und da in allen Schnittlagen mehr oder weniger isometrische Kornquerschnitte vorliegen.

Ferner sind Zwillingsgefüge ausschließbar.

Auch *Instabilität der Grenzflächen* bei zu großer Achsendivergenz von Nachbarkörnern, die zum Weiterwachsen der energetisch günstigeren Grenzfläche auf Kosten der ungünstigeren führen kann (*Achter* und *Smoluchowski*), dürfte als gefügebildende Ursache hier nicht ausreichen, obwohl die häufigste Achsendivergenz von Nachbarkörnern, ferner die Verteilung der Richtungsgruppen im Gefügebild mit dieser Annahme verträglich wäre. Denn in einem anderen zum Vergleich gemessenen Skapolith-Gefüge (Skapolith-Hornblende-Fels, Ödegaarden, Norwegen, aus der Schliffsammlung des Mineralogischen Institutes Göttingen), das ein ganz ausgeprägtes vorkristal-

lines „Skapolith- in Skapolith-Gefüge" zeigt mit xenomorph ebenflächigem Kornmosaik, kommen große Achsendivergenzen (—90°) so häufig vor, daß Ungleichgewichte zwischen verschiedenen orientierten Netzebenen des Skapoliths keine ausschlaggebende Rolle (eine Art der Wachstumsauslese) spielen können. Es besteht noch die Möglichkeit des Wachstums nach der *Wegsamkeit*. Allerdings erfordert sie komplizierte und spezielle Hilfsannahmen über die Inhomogenität eines Vorgängers (z. B. Mergel mit verschieden orientierten Fossilien usw.), so daß sie nicht näher diskutiert werden soll. Bei Bereich I (besonders bei Lage C) genügt jedoch die Annahme helteroporen Wachstums innerhalb des Lagenbaues. Eine weitere Möglichkeit ist *Abbildungskristallisation*. Sie verschiebt aber das Problem nur auf den Vorgänger und verlangt außerdem besondere Annahmen über den Kristallisationsvorgang (zwecks Erklärung der Streuung). Der Lagenbau selbst ist als kristallin abgebildete Schichtung erklärbar.

4. Vergleich mit anderen Skapolith-Gefügen.

Urban (1934) beschrieb als erster Skapolith-Gefüge. Er erklärte sie als *Tektonit*-Gefüge mit Regelung nach dem Kornbau. Die Skapolithe liegen mit der Prismenzone auf einem Großkreis senkrecht zu den zugehörigen Glimmer-Hauptmaxima und haben ein Hauptmaximum um B des Gefüges, ferner ein Maximum bei a. Diese Annahme wäre auch bei dem hier beschriebenen Skapolith-Gefüge für Bereich B—C möglich und sie diente zur Festlegung der Bezeichnung der Schnittlagen. Doch ist die Deutung als Tektonit-Gefüge im vorliegenden Fall nicht zu begründen. *Urban* erwähnt noch ein weiteres Untermaximum unter 45° zu B, das gewöhnlich nur einseitig vorhanden ist. Er kennzeichnet aber nicht die Verteilung der Körner.

Ein anderes Skapolithgefüge wurde vom Verfasser zum Vergleich (s. oben) eingemessen; es ergab einen B-Tektonit, mit Anordnung der Hauptmaxima (3%) auf einen Kleinkreis von 15° um B (eine Beobachtung von allgemeiner Bedeutung für die Frage der Gefügeisotypie, vgl. z. B. Kalzit- und Korund-Diagramme, *Sander* 1950, *Ladurner 1952*). Im Schliff sind parallele Verteilungsgruppen (millimeterdick) mit den Gipsblättchen erkennbar, die für die Deutung als Tektonit-Gefüge sprechen.

5. Zur Petrologie des Gesteins.

Gesteine entsprechender Mineralparagenese in entsprechender Umgebung beschreibt *Becke* (1882, besonders S. 375, 392) aus dem Niederösterreichischen Waldviertel und deutet sie als Übergangsgesteine zwischen Marmor und normalem Amphibolit, da sie als

Saum um Kalklinsen, gefolgt von einem Plagioklas-Pyroxen-Saum im Amphibolit (S. 392) liegen. Zwar ist im südlichen Spessart an der Fundstelle nur der diopsidführende Kalksilikatfels aufgeschlossen, Marmor steht erst in streichender Fortsetzung neben den Amphiboliten an. Jedoch ist der Lagenbau des Skapolith-Pyroxen-Felses der gleiche, wie in dem von *Becke* beschriebenen Gestein. Ferner weisen die optischen Konstanten des Skapoliths ($\omega = 1{\cdot}579 \pm 0{\cdot}001$, $\triangle = -0{\cdot}035$) auf einen hohen Karbonat- und Ca-Gehalt. Es finden sich keine Anzeichen für metasomatische Skapolithbildung aus Plagioklas, auch nicht für pneumatolytische Entstehung, so daß die Erklärung *Beckes* einer Bildung im Ablauf der Regionalmetamorphose durch Stoffaustausch zwischen Kalk und Amphibolit übernommen werden kann, wobei in den skapolithführenden Lagen auch primär ein höherer Karbonatgehalt (Mergel) als in den Plagioklas-Lagen vorhanden gewesen sein mag. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß auch *Thürachs* (1892, S. 80) „Wollastonit" um Kalklinsen in Amphibolit der näheren Umgebung des Fundortes in Wirklichkeit Skapolith ist, analog zu dem von *Becke* beschriebenen Vorkommen.

Ähnliche Gesteine kennt man in Indien (*Muthuswami* 1951) und in anderen Gebieten (s. *Rosenbusch-Mügge* 1927).

Herrn Prof. *C. W. Correns* danke ich für die freundliche Genehmigung der Benutzung von Hilfsmitteln und Instrumenten des Institutes.

Literatur.

Achter-Smoluchowski, Diffusion in Grain Boundaries and their structure. J. Apl. Phys. Vol. 22, 10; S. 1260—1264. — *Barth-Correns-Eskola,* Die Entstehung der Gesteine. Berlin, 1939. — *Becke, F.,* Über die Gneise des Niederösterreichischen Waldviertels. Tsch. Min. Petr. Mitt. *4* (1882), 369—392. — *Braitsch, O.,* Beitrag zur Kenntnis der krist. Gesteine im südl. Spessart und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte. Diss. Göttingen, 1952. — *Ladurner, J.,* Zur Kenntnis von Korundgefügen. N. J. Min. Abh. *84* (1952), 1—42. — *Ladurner, J.,* Die Rolle der Endfläche des Korunds. N. J. Min. Mh. *4* (1952), 108—126. — *Muthuswami, T. N.,* Scapolite-calc granulite, Pallavaram. Ref. in Min. Abstracts *8,* 319. Min. Mag. 1953, 31 (Abstracts). — *Rosenbusch-Mügge,* Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Stuttgart, 1927, I, 2; 5. Aufl. — *Sander, B.,* Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, II (Die Korngefüge). Springer, Wien-Innsbruck, 1950. — *Thürach, H.,* Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. Geognost. Jahresh. *V* (1892). — *Urban, K.,* Gefügeanalytische Untersuchungen in skapolithführenden Gesteinen aus den Tessiner Alpen. N. J. Min. BB *68* A (1934), 1—18.

From the Dept. of Geology and Geophysics, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Mass., USA.

The Stress-Sensitivity of Quartz in Tectonites.

By

H. W. Fairbairn.

With 2 figures.

(Received April 25, 1953.)

Abstract.

Petrofabric investigation of five crossbedded quartzites shows an essentially isotropic fabric in three cases, and preferred orientation together with parallel texture in the remaining two. Crossbedding is undistorted in all five. Recrystallization by solution and re-deposition could satisfactorily explain the three isotropic fabrics. Low-magnitude shear of short duration, coupled with extremely sensitive response of quartz to deformation, is the preferred explanation for the quartzites showing preferred orientation.

At a higher metamorphic level in a sheared granite, stress-sensitive quartz and stress-insensitive feldspar are contrasted and, in view of their analogous crystal structures, the apparent anomaly in deformation behavior is noted.

Introduction.

The beginning stages of preferred orientation in rocks are relatively little known, as interpretation is difficult and useful data in many cases are not easily obtained. In igneous rocks for example the fabric distinction between orientation due to primary, fluid flow and secondary, solid flow may be extraordinarily complex; in rocks of sedimentary origin, with which this paper is mainly concerned, the problems are no less difficult.

In order to appraise the initial stages of metamorphism in sedimentary rocks, it is important that primary features such as fossils, ripplemark, crossbedding etc. be available for study. Many isolated examples of deformed fossils have been described, but only rarely with correlative fabric analysis (summary in *Fairbairn*, 1949, p. 48). Details of most of these exemples moreover have never been published, the work of *Billings* and *Sharp* (1937) being a welcome exception. Quartz orientation in a ripplemarked quartzite has been described by *Ingerson* (1940). Crossbedded rocks seem to have been little studied in terms of grain orientation, only a single reference

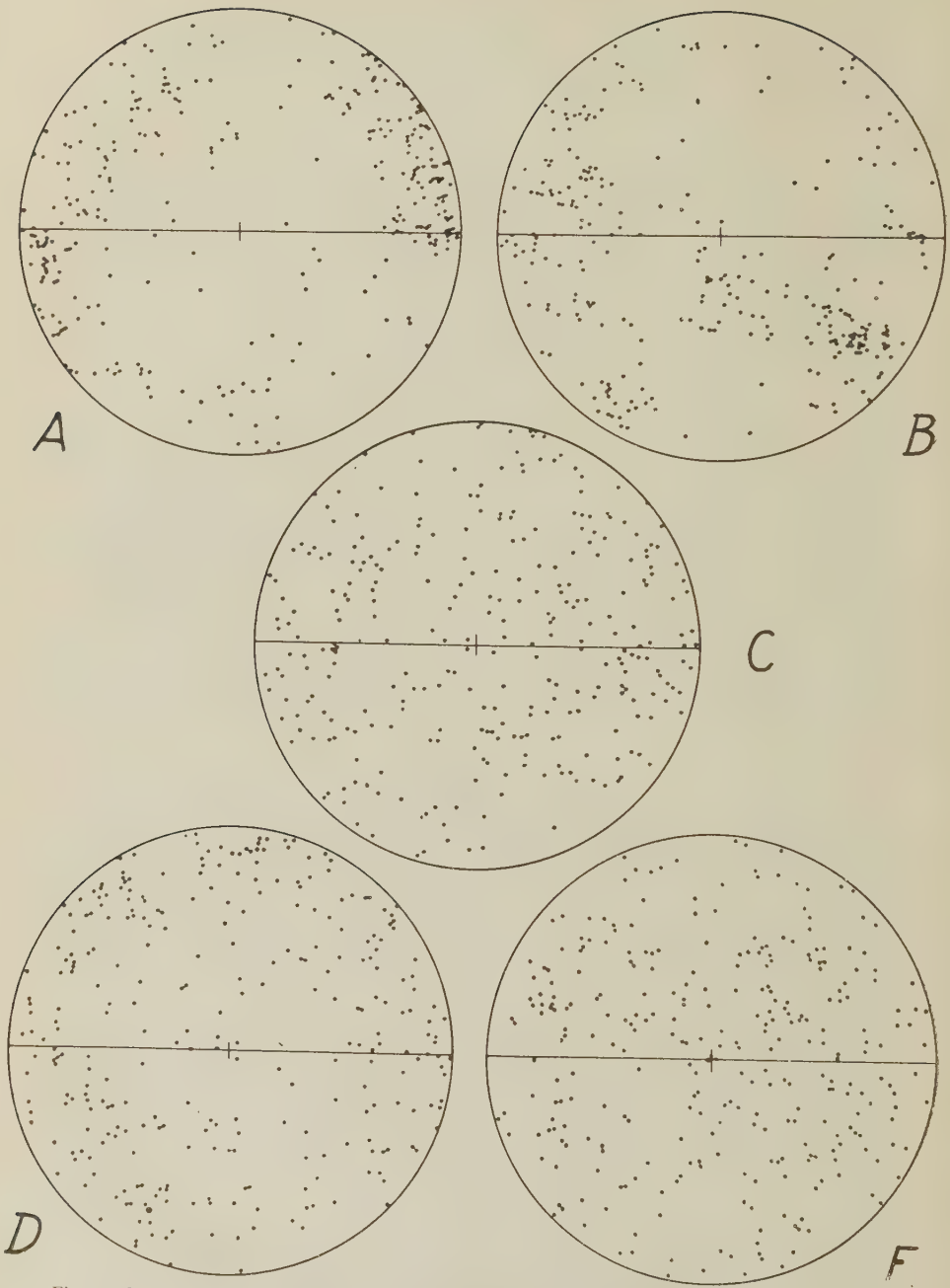


Fig. 1. Orientation of Cv of quartz in crossbedded quartzite (300 measurements for each). Horizontal line is the trace of the bedding in each example. A. North of Crockator, Thorr area, County Donegal, Eire. B. Newton, near Maas, County Donegal, Eire. C. Loch Assynt, near Inchnadamph, Scotland. D. 3 miles east of Ballachulish ferry, Argyll, Scotland. E. North Adams, Mass.

by *Sander* being known to the writer (ref. *Fairbairn*, 1949, p. 48). *Sander* reports distorted fossils in apparently undeformed, cross-bedded rocks. No fabric analysis was carried out and no comment otherwise made. In the following pages some additional fabric data from crossbedded quartzites are presented together with brief discussion of the whole matter.

Grain Orientation in Crossbedded Quartzite.

Five specimens of normal crossbedded quartzite (two from County Donegal, Eire; one each from Ballachulish and Loch Assynt, Scotland; one from North Adams, Mass.) provide the crystal axis (C_v) orientation data shown in figure 1. The diagrams are normal to bedding, but not otherwise oriented, as lineation is not visible in the specimens. A and B (Eire specimens) show marked preferred orientation; in C, D, E the orientation appears to be random. Computation of a coefficient of correlation for each diagram (*Chayes*, in *Fairbairn*, 1949, p. 315) was carried out to test further the degree of randomness. A and B are of course significantly anisotropic; the other three are essentially isotropic (random). There is thus no discrepancy between the inspective and statistical methods of evaluating these particular diagrams.

An additional contrast between the quartzites is the noticeably elongate character and parallel arrangement of the quartz grains in A and B, coupled with conspicuous strain banding. The parallel texture coincides with the bedding. These features are absent in C, D, and E, which show equant and for the most part unstrained grains. The sparse muscovite flakes lie in random positions with no tendency towards parallelism.

The crossbedding in all the quartzites is excellently preserved and can be used in the field in the usual way to distinguish tops and bottoms of beds. In other words, the essential features of crossbedding have been "frozen" into the resultant metamorphic rock.

Interpretation.

Based on field evidence alone one would assume that recrystallization of these quartz fabrics, at suitable temperature and confining pressure, was the sole process in their metamorphism from sandstone to quartzite. In examples C, D, E the microfabric data support this conclusion. A and B, however, do not conform to this simple explanation, since diagrams of their axes show conspicuous preferred orientation and their fabrics show marked parallel texture. That is, these two quartzites have been subjected to componental movement and are tectonites in *Sander's* sense (*Fairbairn*, 1949, p. 4), whereas

the other three are not. Obviously the amount of componental movement undergone by A and B must have been slight since to all appearances the crossbedding survived this movement unscathed. Nevertheless some movement must have occurred in order to produce grain elongation and preferred orientation. This movement could have occurred as a result either of normal compression or shear, and is discussed in the following paragraphs.

Normal compression at elevated temperature and confining pressure would ideally produce elongation of grains in a plane perpendicular to the compression (that is, "flattening"), and if the mechanism involved only solution and re-deposition, no change in lattice orientation need result. Assuming a sandstone with initially random orientation, this orientation should be retained. Such is indeed the case with experimentally deformed sand under perpendicular compressive load (*Fairbairn,* 1950). If lattice orientation did develop as a result of normal compression, the orientation patterns should show a high degree of symmetry with respect to the bedding plane. Inspection of diagrams A and B shows clearly that this is not the case, and normal compression would seem, therefore, to be an inadequate mechanism.

Shear deformation on the other hand would first distort and in time eliminate all trace of crossbedding, producing contemporaneous grain elongation and preferred orientation. Since the crossbedding is in an excellent state of preservation despite the grain elongation and preferred orientation, the explanation of the anomaly must lie in the hypersensitivity of quartz to deformation. This is not a revolutionary structural concept as it has been mentioned by a number of investigators (*Sander* 1930, and later authors) and has considerable evidence in its favor. The example now under consideration is especially significant, however, because of its emphasis on the very beginning stage of deformation and recrystallization, uncomplicated by previous metamorphism. Equally significant is the circumstance that these crossbedded fabrics are composed almost wholly of quartz so that maximum sensitivity to deformation is realized, undiminished by other associated fabric elements which might modify the orientation pattern of the quartz.

In general, shear is not likely to be homogeneous in character. The common occurrence of shear folds is striking evidence of this. Continued non-homogeneous shear, however, would visibly distort a delicately adjusted structure such as crossbedding. As evidence of such distortion is lacking in the present examples, it can only be assumed that the observed microfabric of A and B was developed by shear of low magnitude and short duration. Whatever the merits

of this speculation may be, the fact of hypersensitivity of quartz to deforming forces from the very beginning stage of metamorphism seems abundantly established.

No attempt will be made to interpret the actual orientation shown by A and B. The specimens are not oriented, except as noted, and come from a region in which only preliminary petrofabric work has been carried out. No lineation was observed and as only one section

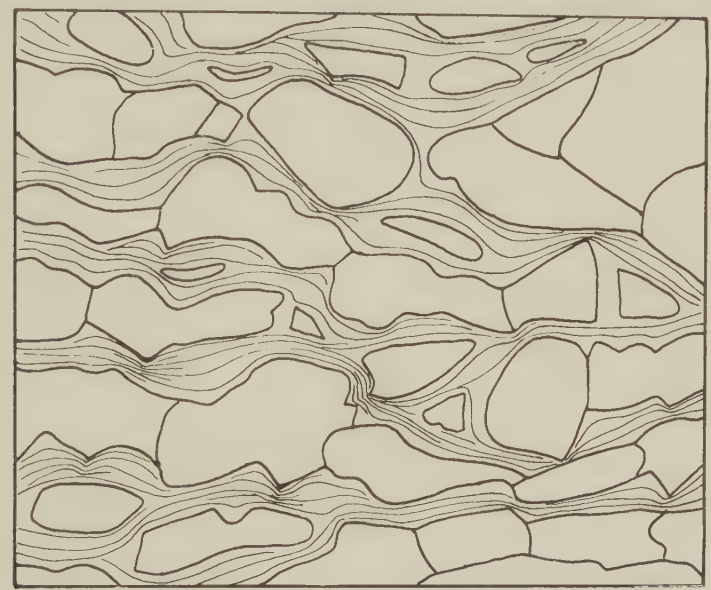


Fig. 2. Sketch (from a thin section) of quartz-feldspar relations in sheared granite from fault zone south of Coniston, Ontario. Clear areas feldspar. Lined areas quartz. Magnification about 10.

has been cut from each specimen, the direction of maximum grain elongation (if any) is unknown. For present purposes the fact, rather than the interpretation, of preferred orientation is paramount.

Relative Sensitivity to Deformation of Quartz and Feldspar.

The foregoing discussion can be amplified to good effect by considering briefly the relative response to deformation of quartz and associated feldspar, a substance of related crystal structure. The example selected is a sheared granite from a major fault structure near Coniston, Ontario (*Cooke,* 1946). In thin section alternating bands and islands of quartz and feldspar are seen to form the framework of the fabric. Fig. 2 summarizes these features in a sketch which, because of coarse grain and low contrast, is preferable to photographic illustration. The quartz consists of elongate, curved,

single grains or aggregates molded in an intricate fashion around angular, slightly elongate, feldspar grains. These are commonly fractured, and show some strain banding. Septa of dark chloritic(?) material separate the quartz units into long ribbons; these ribbons narrow at constricted points between the feldspars and fan out where the spacing is greater. The analogy with a valley glacier carrying ridges of morainic material comes immediately to mind. The conclusion seems inescapable that the major part of the shear stress applied to the granite was absorbed by the quartz, which was comminuted, recrystallized and mobilized into the strain pattern we now see. Feldspar on the other hand failed to flow and, except for fracturing and some strain banding, was unaffected by the deformation. In terms of the similarity of the crystal structures, this is a truly remarkable contrast for which the writer has as yet no adequate explanation.

This illustration of quartz response to deformation under high-magnitude shear of course stands in sharp contrast with the necessarily low-magnitude shear applied to crossbedded quartzite. It indicates clearly, however, the high stress-sensitive quality of quartz at different metamorphic levels.

Concluding Remarks.

The preceding discussion is of a reconnaissance nature and it is hoped will inspire further study of the problem by other investigators. It strikes however at the very root of the fundamental but little understood mechanism of quartz deformation, concerning which much has been written but very little is definitely known. Until this mechanism is worked out by combined experimentation, crystal structure analysis, and rock fabric orientation, quartz tectonites can not be adequately interpreted.

Acknowledgments.

The writer is indebted to Dr. *Donald McIntyre*, University of Edinburgh, and to Dr. *Walter Pitcher*, Imperial College of Science and Technology, for field guidance in obtaining four of the five quarzites reported on in this paper.

References Cited.

Billings, Marland and *Robert Sharp*, (1937), Petrofabric study of fossiliferous schist, etc. Amer. Journ. Sci. *34*, 277. — *Cooke, H. C.*, (1946), Problems of Sudbury Geology, Can. G. S. Bull. 3, p. 9. — *Fairbairn, H. W.*, (with *Felix Chayes*), (1949), Structural Petrology of Deformed Rocks. Addison-Wesley, Cambridge, Mass. — *Fairbairn, H. W.*, (1950), Synthetic Quartzite, Amer. Miner. *35*, 735. — *Ingerson, Earl*, (1940), Fabric Criteria for Ripple mark etc. Bull. Geol. Soc. Amer. *51*, 557. — *Sander, Bruno*, (1930), Gefügekunde der Gesteine. Springer-Verlag, Wien.

Johns Hopkins University, Baltimore, Md. USA.

Fabric at Granodiorite-Schist Contact, Bear Island, Maryland.

By

Ernst Cloos.

With 9 figures.

(Received April 27, 1953.)

Contents.

	Page
Introduction	81
Petrographic summary	82
Granodiorite-schist contact	82
Structures in schist and granodiorite	82
Fabric analysis	85
Deformation plans	86
Sequence of events	88
Interpretation and Summary	89
Literature	89

Introduction.

Bear Island is in the Potomac River $7^1/_2$ miles upstream from Washington, D. C. It offers some of the best exposures in the Piedmont crystallines and is a key area for the study of metamorphism and fabric. A brief description has been published by *Cloos* and *Anderson* (1950). Otherwise the area has received almost no attention in the literature.

The island consists of mica schists interbedded with quartzites, gabbroic and hornblende-rich bodies which are included conformably in the schists and partly folded with them, and a discordant and disharmonious granodiorite which cuts all other rocks and their structures.

This study attempts to illustrate the critical relation between the granodiorite and its wall rock and to contribute to the dating of events by means of a fabric analysis. It describes the geology of only one but typical exposure and calls attention to problems wich the region does not lack. A more comprehensive study is planned in connection with the description of the new geological map of Montgomery County, Maryland.

The autor gratefully acknowledges the help of Mr. *Clifford A. Hopson,* of The Johns Hopkins University, who prepared the diagrams and illustrations.

Petrographic summary.

The *quartzite* consists of interlocking quartz grains, many of which are elongated to twice their width. All quartz shows undulatory extinction. Mica is not present.

The *mica schist* contains small quartz grains without obvious preferred orientation embedded in a network of muscovite, chlorite, and biotite blades, clinozoisite, and magnetite. The contact between mica schist and quartzite is a well-defined bedding plane (S_1). Layering in the quartzite becomes visible as alternation of large and small quartz grains with impurities parallel to S_1. Mica orientation parallels S_1 and a plane at an average angle of 30 degrees with S_1. Both of these orientations are represented as maxima 1, 2, and 3 in the diagram figure 4.

The *granodiorite* consists mostly of albite and quartz and relatively small amounts of microcline and microperthite. Muscovite is very abundant, biotite rare. Quartz is largely undulatory.

Feldspar grains are ten times larger than the average quartz grains with some preferred orientation parallel S_4.

Muscovite occurs as large blades strongly alined in S_4.

Granite-Schist contact.

The granodiorite is the youngest rock in the crystalline complex. Its contact is sharp and cuts across bedding and schistosity of the wall rock. The granodiorite forms somewhat irregular dike-like bodies up to 6 to 7 meters wide. One small stock at the upper end of the island is about 20 meters thick, has a polygonal ground plan and forms a large block-like body within amphibolite. At other localities a dike may be traced for more than a hundred meters then turns suddenly at ninety degrees for 10 or 20 meters, and then resumes its original trend.

Schist inclusions within the granodiorite are numerous, angular, with sharp and irregular contacts. Elongated fragments are oriented parallel with the contact and foliation S_4. Figures 1, 2, and 9 show the relationship of granodiorite, wall rock and contact.

Structures in Schist and Granodiorite.

The schist is distinctly bedded (S_1) where quartzite is present (figure 2). The contrast between light quartzite beds and dark schists is rather striking in the photograph, figure 9. Schistosity (S_2) par-

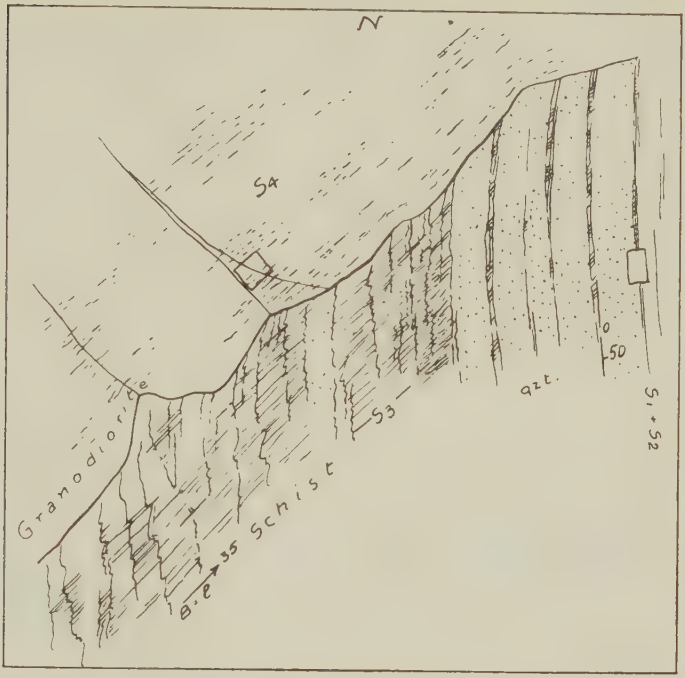


Fig. 1. Map of exposure about 1 meter from E to W. Bedding: N-S. Small rectangles: specimen areas.

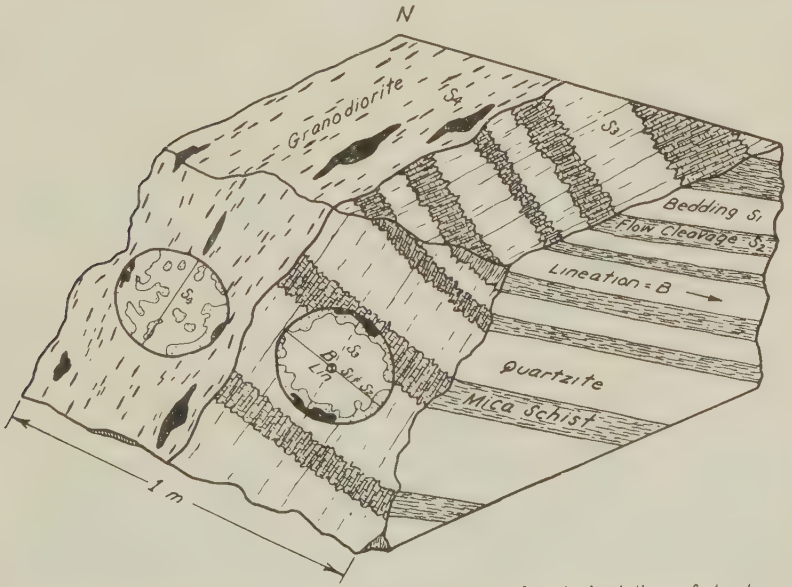


Fig. 2. Block diagram showing geology of the exposure and mutual relations of structures.

allels bedding. A second superimposed structure (S_3), frequently called fracture cleavage, shear cleavage, or slip cleavage, transects bedding and schistosity at an angle of about 90 degrees and produces crenulation of the schistosity. Fracture cleavage (S_3) is visible only in the micaceous layers.

In the granodiorite a distinct foliation (S_4) parallels the contact and is due to a parallel arrangement of the large and abundant

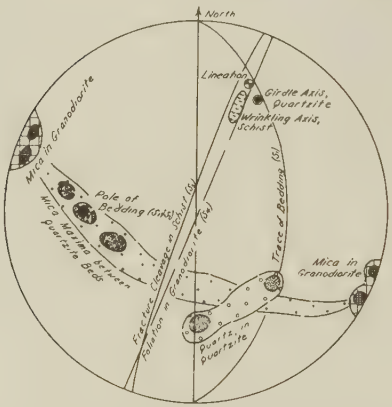


Fig. 3. Synoptic plat of fabric in horizontal equal area projection, lower half.

Fig. 4. Muscovite and biotite in schist. 100 grains. Contours 1—3—5—7—9—11 (12) percent. B axis is girdle axis corresponding to lineation on S_1, crenulation axes of S_2, and intersection of S_1 and S_2 with S_3. Pole of S_1 is one mica cleavage pole. The two other maxima are rotated up to 35 degrees counter-clockwise.

muscovite flakes, elongate schist fragments and of slightly elongated quartz and feldspar grains.

A very pronounced *lineation* (B) covers the bedding planes (S_1) in the quartzite. It is due to mineral elongation and streaky arrangement of minerals groups (Striemung). In the schist, the lineation is due to the intersection of S_2 and S_3 and small crenulation axes parallel with this intersection. It is also a girdle axis as seen in figure 4.

A lineation has not been observed in the granodiorite.

The orientation of these structures in space is shown in figures 1, 2, and 3. The latter diagram is a plat with North at the top. Field data and data from the diagrams have been combined and the agreement is within 10 degrees. The lineation (B) "strikes" about 20 degrees and plunges from 30 to 50 Northeast. S_1 strikes about North-South and dips 50 east. S_2 is generally parallel with S_1. S_3 is vertical and strikes 20—40. The average trend of the contact nearby is parallel with S_3. S_4 is therefore also parallel to the contact and S_3

(See also fig. 2). Figure 2 shows the geology of the outcrop, the approximate location of the specimen, and the mutual relations of fabric elements.

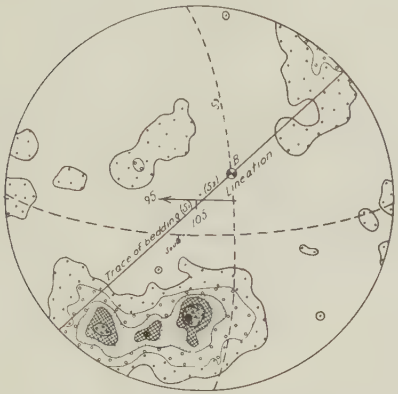


Fig. 5. 200 quartz axes in quartzite bed. Contours: 1—3—5—7—9—11 percent.

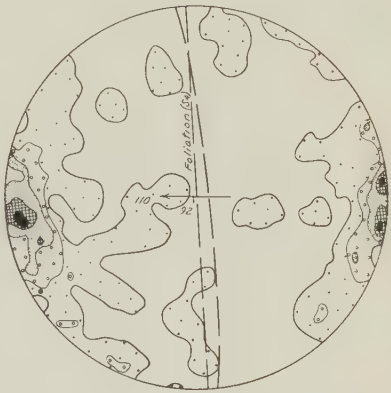


Fig 6. 100 muscovite grains in granodiorite. Contours: 1—3—5—7—9 (10) percent. The maxima are in the poles of foliation (S_4) parallel S_3.

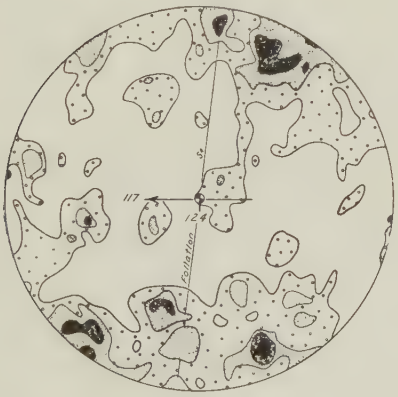


Fig. 7. 200 quartz axes in granodiorite, rotated into position normal to B in wall rock. Contours: 1—2—3—4 percent. A faint girdle is indicated parallel with girdle in wall rock.

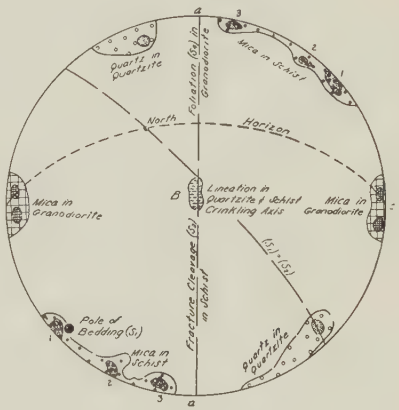


Fig. 8. Synoptic diagram of Fig. 3 rotated normal to B axis.

Fabric analysis.

Six orientation diagrams were prepared (figs. 3—8). Two synoptic diagrams show all elements in a horizontal projection (figure 3) and normal to the B axis (figure 8). Figures 4 and 5 are mica and quartz diagrams of wall rocks, Figures 6 and 7 of granodiorite.

Since the quartzite does not contain enough mica grains for a diagram, the diagram has been made from the adjacent schist within reach of the same thin section. The distance between the two diagrams is less than two centimeters.

All diagrams project the lower half of the sphere.

Fig. 4 includes medium-sized biotite and muscovite blades in the contact zone between quartzite and schist. A b = B axis is very obvious and parallels the lineation. Maxima within the girdle are near the pole of bedding — the mica flakes are thus mostly in the bedding plane (S_1) but due to reorientation in S_3 they are arranged around the crenulation axis B (= lineation).

All mica is due to secondary crystallization parallel S_1 and fig. 4 (maximum 1) emphasizes the fact that schistosity S_2 parallels bedding S_1, but a new orientation S_3 and B-axis are superimposed on S_1 and S_2.

The quartz diagram fig. 5 shows essentially two sharp and unusually pronounced maxima which are connected by a high concentration of axes.

These maxima are also in the mica girdle (ac), but do not emphasize the ac plane or B. One maximum is in $S_1 = S_2$ in the position of maximum I with respect to S_2. The second maximum is near S_3 in the position of I′ with respect to S_3. The rotation of quartz maxima from I to I′ is in the same sense as the rotation of mica poles from the pole of $S_1 = S_2$ toward the pole of S_3 (maxima 1, 2, 3).

Fig. 6 is the mica diagram of the granodiorite. The maxima are the poles of the foliation (S_4). A distinct B axis as in fig. 4 is absent.

The quartz diagram fig. 7 is less distinct than fig. 5. An axis parallel with B in the schist is indicated after rotation of this diagram into position normal to B.

Deformation plans.

All diagrams have been assembled and rotated into fig. 8 to permit ready symmetry analysis. B is in the center, $S_1 = S_2$ and $S_3 // S_4$ intersect in the center.

Due to repeated manipulations, superposition of saw cuts, diagrams, rotations, overhanging surfaces and field measurements the area of B is not precisely in the center but includes an area of about 10 degree radius. This is excellent coincidence of all data in the field, hand specimen, and thin sections. The limit of error is 10 to 20 degrees.

B is determined as lineation in the field and confirmed by the girdle axis of fig. 4. S_3 is a field measurement, not apparent in fig. 4 but confirmed by mica maxima and foliation (S_4) in the granite.

In the wall rock — schist and quartzite — formation of the sequence was probably initiated with axial symmetry which prevailed up to mica maximum 1 (fig. 4 and 8) which indicates growth

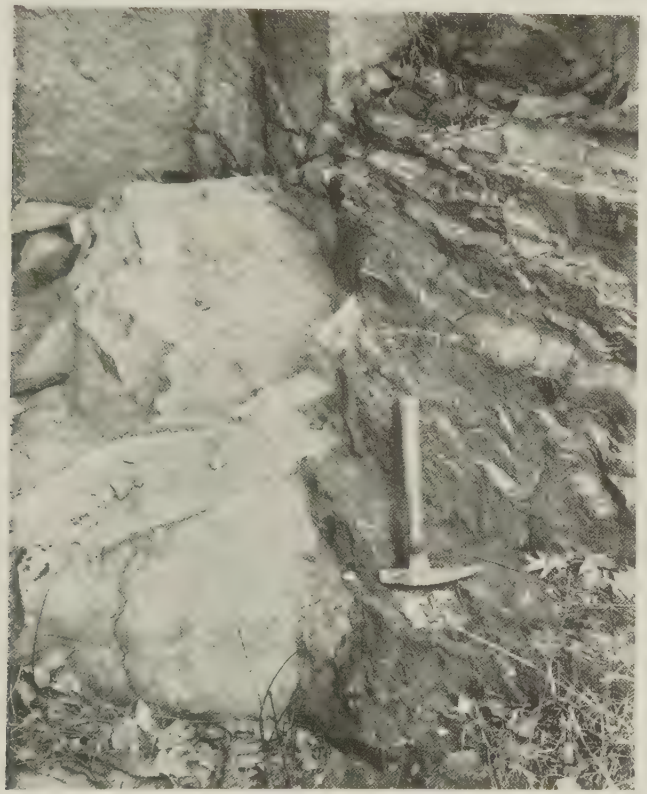


Fig. 9. Photograph of granodiorite-schist contact shown also in figures 1 and 2.

of large biotite and muscovite blades in the bedding plane ($S_1 = S_2$) (load metamorphism?).

With the appearance of the lineation in S_1 the symmetry became orthorhombic under non-rotational recrystallization which changed, however, to rotational deformation with monoclinic symmetry, external rotation around B $\perp$ to symmetry plane ac and growth of mica blades $\perp$ to maxima 2 and 3 and in the ac girdle. Not apparent in the diagrams is S_3 which is a shear plane but not yet

paralleled by mica recrystallization. More detailed partial diagrams will be necessary to determine the various stages of recrystallization in the schist. It would seem, however, that mica and quartz are "on their way" toward reorientation in S_3.

Even without S_3, deformation plan of the wall rock is monoclinic with symmetry plane ac and axis B.

Whether the sedimentary sequence was deposited in a quiet or moving medium might possibly be determined by systematic analysis of quartz grain elongations in S_1 and its orientation over a larger area.

The granodiorite plan is quite different: S_4 prevails and is confirmed by a strong concentration of muscovite poles in C. A B axis is but very faintly indicated in the quartz diagram fig. 7. In the absence of a lineation in the field, of a mica girdle in fig. 6, and a strong quartz girdle in fig. 7, it seems safe to assume orthorhombic symmetry with symmetry planes ac, ab, and bc of fig. 8.

Sequence of events.

Bedding (S_1) is the oldest structure, possibly with elongate detrital quartz grains in the bedding plane as indicated by the maximum in S_1 (fig. 5).

Schistosity (S_2) formed parallel S_1 during metamorphism and recrystallization. An incipient orientation of small mica blades parallel S_1 may well have contributed to growth of mica parallel S_1 and resulted in S_2. Pole of S_1 equal mica maxima of and pole of S_2.

Fracture cleavage (S_3) forms as a shear plane intersecting $S_1 + S_2$ in lineation B. Slippage on S_3 produced crenulations of S_2 and lineation B. Rotation around B occurs in folds.

Granodiorite intrusion in dikes generally follows S_3 possibly because the new cleavage plane has become a direction of easier access.

As granodiorite moves parallel to the contact, the foliation forms // contact and since the contact is parallel $S_3 + S_4$, contact, and S_3 are coincidentally parallel.

It might be argued that the parallelism of S_4 and S_3 proves a common origin of these elements and possibly of B. Several facts seem to demonstrate a *different* origin, however:

1. S_4 reflects an excellent preferred orientation of large muscovite blades as shown in fig. 6 for granodiorite. S_3 is not visible as orientation of mica in thin section as shown in fig. 4.

2. S_4 is coincidentally parallel with S_3 as indicated at other localities on Bear Island where S_4 is parallel with the contact and cuts across S_3, S_2, S_1, and B at large angles.

3. S_4 is megascopically visible also at other granodiorite contacts with massive, completely unfoliated, coarse- grained, hornblende-rich meladiorite.

Fabric analyses are not yet available to demonstrate points 2 and 3.

Summary.

The essential difference between the granodiorite and its wall rock fabric consists in the two well-defined deformation plans. The wall rock is a B-tectonite, the granodiorite an S-tectonite. Transport in the former was rotational and monoclinic, in the latter possibly by laminar flow parallel with the contact.

The granite fabric could hardly be an "in place fabric" or replacement without differential movement. It would have retained the wall rock fabric, even if not the mineral composition. Transport in the granodiorite was presumably along the wall parallel S_4 and the contact. The present study is barely a beginning, but it is hoped that it can be continued in the near future and extended over a wider area.

Literature.

Cloos, Ernst, and *J. L. Anderson* (1950), The Geology of Bear Island, Potomac River, Maryland. The Johns Hopkins University, Studies in Geology, No. 16, pt. 2, 13 pages. — *Cloos, Ernst,* and *C. Wythe Cooke* (1953), Geological map of Montgomery County. 1 : 62.500. Dept. of Geology, Mines and Water Resources, State of Maryland. — *Sander, Bruno* (1948 and 1950), Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Springer, Innsbruck-Wien.

Aus der Geologischen Bundesanstalt, Wien.

Über Flächen- und Achsengefüge in den Triebwasserstollen des Rodundwerkes (Montafon).

Von

Otto Reithofer.

Mit 1 Textabbildung und 12 Diagrammen.

(Eingelangt am 27. April 1953.)

Zum Rodundwerk der Vorarlberger Illwerke Aktiengesellschaft gehören der Freispiegelstollen von Gaschurn nach Latschau, der Druckschacht und der Entlastungsstollen von Latschau nach Rodund und der Stollen der Rellsbachbeileitung vom Rellstal nach Latschau, kurz als Rellstollen bezeichnet, deren Lage in Abb. 1 angedeutet ist (siehe auch *Reithofer*, 1951, S. 107). Die geologische Aufnahme dieser Stollen wurde in den Jahren 1938 bis 1946 durchgeführt. Dabei wurde auch das Streichen und Fallen der Bankung bzw. Schichtung und der B-Achsen, soweit dies möglich war, jeweils innerhalb kürzerer Abstände mittels des Kompasses gemessen.

In den Stollen sind die Ulmen mitunter so stark mit Gesteinsstaub bedeckt und verkrustet, daß die B-Achsen zum Teil nicht mehr erkennbar sind. In den Amphiboliten und den grobkörnigen Augengneisen erscheinen die B-Achsen auch ober Tag verhältnismäßig selten. Dies sind die Gründe, warum in verschiedenen Stollenabschnitten eine nicht genügend große Anzahl von B-Achsen eingemessen werden konnte. Im Verlauf der letzten Jahre sind verschiedene statistische Gefügeuntersuchungen erschienen, in denen aus zum Teil erschreckend wenig Messungen weitestgehende Folgerungen gezogen wurden. Ganz besonders trifft dies für die Diagramme mit Durchstichpunkten von β-Schnittlinien zu, wenn man bedenkt, daß die Schnittgeraden von wenigen s-Flächen schon eine große Anzahl von β-Durchstichpunkten ergeben (z. B. 20 s ergeben 190 β). In der folgenden Arbeit sollen die oben angeführten Nachteile nach Möglichkeit vermieden und keine zu weitreichenden Folgerungen abgeleitet werden, um so mehr als die Kartierung der Umgebung der Stollentrassen noch nicht abgeschlossen ist.

Der Freispiegelstollen von Gaschurn nach Latschau.

Dieser Stollen durchörtert zwischen dem Garnera- und Gampadelsbach das Kristallin der Silvrettadecke, nämlich Schiefergneise, Biotitschiefer, Glimmerschiefer, Granitgneise und Amphibolit (= weiß auf Abb. 1) und zwischen dem Gampadels- und Rasafeibach (Gauertal) die Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer (= weite Punkte auf Abb. 1). Bei der großen Länge des Freispiegelstollens mußte schon im vorhinein damit gerechnet werden, daß die Möglichkeit der Darstellung aller s-Flächen und B-Achsen in je einem Sammeldiagramm kaum zu erwarten ist.

Sammeldiagramm 1 stellt Lote von s zwischen dem Garnerabach und der Einmündung von Fensterstollen 7, etwa S von St. Gallenkirch, dar. Das Streichen pendelt zwischen N 30 und 135° W, das Einfallen erfolgt flach bis sehr steil gegen N. Nur im südlichsten und nördlichsten Teil der Stollenstrecke wurden je ein paar S-fallende s-Flächen eingemessen. Abgesehen von kleineren Schwankungen im Streichen waren die Teildiagramme einander sehr ähnlich. Die s-Flächen eines sehr deutlichen Maximums streichen N 80 bis 112° O und fallen 28 bis 69° N. Der Schwerpunkt dieses Maximums wird ebenso wie der in den übrigen Diagrammen durch einen weißen Punkt innerhalb des schwarzen Feldes veranschaulicht. Trotz der mehr isometrischen Punkthäufung läßt sich durch das Maximum ein etwa NS verlaufender π-Kreis legen, der ungefähr senkrecht zum Streichen der B-Achsen verläuft.

Sammeldiagramm 2 enthält Durchstichpunkte von B-Achsen zwischen dem Garnerabach und Kilometer 7·18. Die auf Abb. 1 senkrecht zur Stollentrasse verlaufende Linie grenzt den Bereich von Diagramm 2 gegen den von Diagramm 3 ab. Zwischen Kilometer 7·18 und 5·5 pendelt das Streichen und Fallen von B sehr wenig, während SO davon das Streichen zwischen N 26 und 129° W schwankt und das Einfallen zwischen O und 40° W und zwischen 6 und 31° O pendelt. In der mehr peripher gelängten Punkthäufung, die längs eines Großkreises angeordnet ist, tritt ein sehr starkes Maximum mit N 64 bis 88° W streichenden und O bis 32° W und bis 2° O fallenden B-Achsen hervor.

Sammeldiagramm 3 bringt Durchstichpunkte von B-Achsen zwischen Kilometer 7·18 und dem Suggadinbach zur Darstellung. Ihr Streichen pendelt außerordentlich stark, ihr Einfallen erfolgt flach bis mittelsteil vorwiegend gegen O. Auch in diesem Diagramm läßt sich durch die mehr peripher gelängte Punkthäufung ein Großkreis legen. Nach dem sehr deutlichen Maximum ist das Hauptstreichen

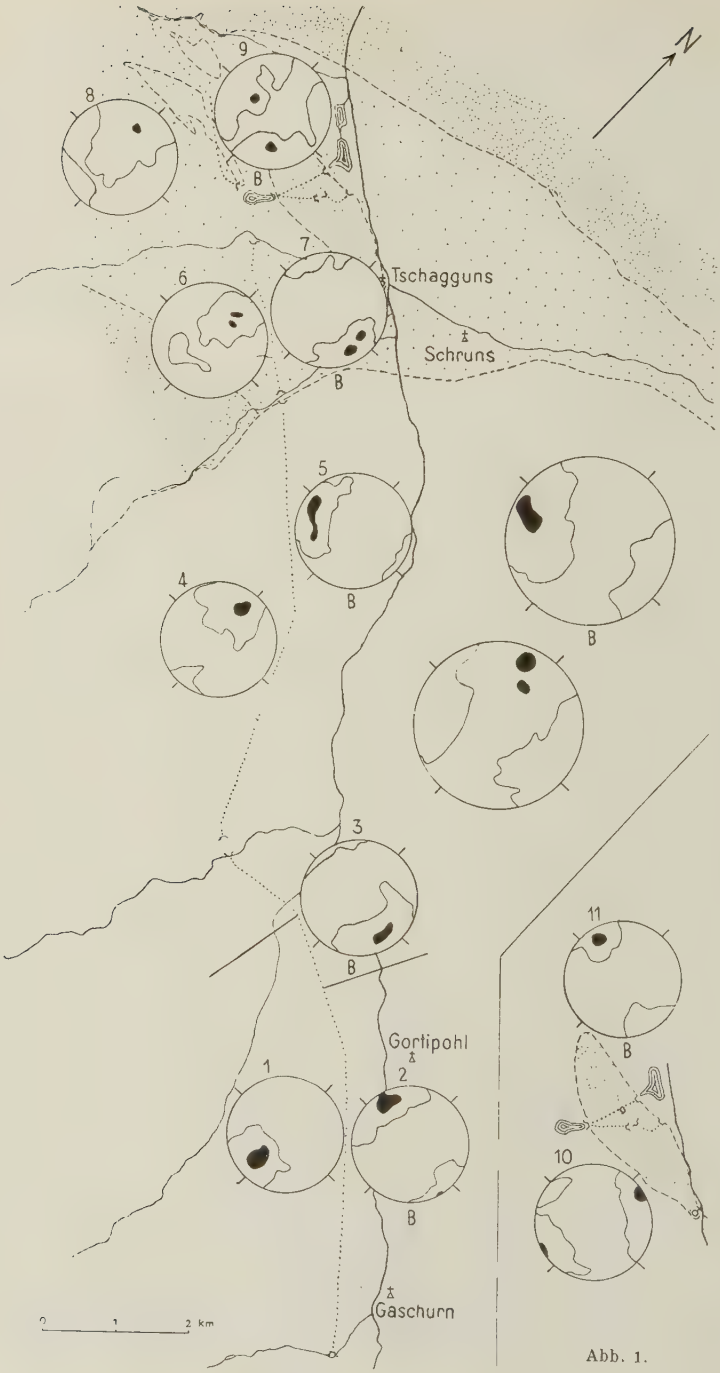

N
9
8
B
7
6
Tschagguns
Schruns
B
5
4
B
B
3
B
11
B
Gortipohl
2
1
B
10
Gaschurn
0 1 2 km

Abb. 1.

von B N 81 bis 119° O gerichtet, wobei das Einfallen zwischen 14 und 32° gegen O erfolgt. In diesem Stollenabschnitt waren an elf Stellen je zwei deutliche Systeme von B-Achsen wahrnehmbar. Während von diesen alle älteren mehr oder weniger gegen O bis SO einfallen, sind drei jüngere gegen NNO, eine gegen ONO, sechs gegen SW und eine mehr gegen NW geneigt. Sehr eigenartig ist der Umstand, daß dem B-Achsendiagramm 3 nicht ein s-Flächendiagramm, sondern zwei solche zugeordnet werden müssen, und zwar für den Stollenabschnitt von Kilometer 7·18 bis zur Einmündung des Fensterstollens 7 Diagramm 1 und von dort bis zum Suggadinbach Diagramm 4.

Sammeldiagramm 4 enthält Lote von s-Flächen zwischen dem Fensterstollen 7 und dem Gampadelsbach. Dieses Diagramm hat die größte Ähnlichkeit mit Diagramm 1, wenn es um 180° gedreht wird. Es sind fast alle Streichrichtungen zu beobachten und das Einfallen erfolgt ganz flach bis sehr steil vorwiegend gegen S. Im Stollenabschnitt O des Suggadinbaches und zwischen Kilometer 13·5 und 15·5 wurden keine N-fallenden s-Flächen beobachtet. Im Fensterstollen 10 und unmittelbar S davon erfolgten die stärksten Abweichungen vom vorherrschenden OW-Streichen. Prozentuell am stärksten treten s-Flächen auf, die N 75 bis 98° O streichen und 41 bis 72° S fallen. Trotz der ebenfalls mehr isometrischen Punkthäufung läßt sich durch das Maximum ein NS verlaufender π-Kreis legen, der zum Streichen der B-Achsen von Diagramm 3 und eines Teiles der von Diagramm 5 annähernd senkrecht steht. Ein weiterer, etwa NW—SO verlaufender π-Kreis steht auf den Großteil der B-Achsen von Diagramm 5 mehr oder weniger senkrecht.

Die Lage der s-Flächen zwischen dem Fensterstollen 7 und dem Gampadelsbach stimmt ausgezeichnet mit der Lage derselben im westlichen Teil der Ferwallgruppe N von St. Gallenkirch (s. Abb. 1, großes Diagramm und *Reithofer*, 1935, S. 255) überein, von der sie nur durch den Einschnitt des Montafontales getrennt sind.

Sammeldiagramm 5 zeigt die Durchstichpunkte von B-Achsen zwischen dem Suggadin- und Gampadelsbach. Sie pendeln im Streichen sehr stark und fallen flach bis mittelsteil gegen W bis SSW ein. S vom Fensterstollen 10 schwankt das Streichen mehr zwischen

Abb. 1. Vereinfachte geologische Kartenskizze der Umgebung der Triebwasserstollen des Rodundwerkes. Weiß = Kristallin der Silvrettadecke; weite Punkte = Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer; enge Punkte = Sedimentgesteine der Lechtaldecke (nördliche Kalkalpen) und tektonische Einschaltungen derselben innerhalb der Phyllitgneiszone. 6 s- und 7 B-Diagramme, letztere mit B bezeichnet. In der rechten unteren Ecke ist die Kristakopfscholle nochmals abgebildet, um auch die innerhalb dieser Scholle gemessenen s und B darstellen zu können. Die beiden größeren Diagramme sind Sammeldiagramme aller s und B aus dem westlichen Teil der Ferwallgruppe N von St. Gallenkirch.

WNW—OSO und SSW—NNO, im Fensterstollen 10 und N davon bis Kilometer 14·85 zwischen WSW—ONO und NS, während im nördlichsten Stollenabschnitt die Durchstichpunkte sehr stark gestreut sind. Durch die mehr peripher gelängte Punkthäufung läßt sich ein Großkreis legen. Die B-Achsen eines sehr deutlichen Maximums streichen N 87 bis 148° W und fallen 10 bis 38° gegen W bis SW ein. In diesem Stollenabschnitt wurden nur an zwei Stellen je zwei Systeme von B-Achsen beobachtet. An der einen Stelle fällt die ältere B-Achse mit 34° gegen SSW und die jüngere ganz flach mehr gegen W ein. An der zweiten Stelle ist die ältere Achse mit 60° gegen OSO gerichtet und die jüngere flach mehr gegen SO.

Auch die Lage der B-Achsen zwischen dem Suggadin- und Gampadelsbach stimmt recht gut mit der der Achsen im westlichen Teil der Ferwallgruppe N von St. Gallenkirch (Abb. 1, großes Diagramm und *Reithofer,* 1935, S. 255) überein, nur pendelt dort das Streichen der Achsen weniger stark.

Diagramm 6 stellt Lote von s-Flächen zwischen dem Gampadels- und Rasafeibach dar. Ihr Streichen pendelt sehr stark, ihr Einfallen erfolgt vorwiegend gegen S, zum Teil aber auch gegen N. Die Punkthäufung hat hier mehr die Form eines von N nach S verlaufenden Gürtels. Das Hauptstreichen verläuft mehr oder weniger OW, wobei das Einfallen mehr oder weniger mittelsteil gegen S erfolgt. Die s-Flächen eines kleinen Maximums streichen N 94 bis 102° O und fallen 40 bis 46° S, die eines größeren Untermaximums streichen N 40 bis 67° W und verflächen mit 39 bis 56° gegen NO. Durch drei Untermaxima läßt sich ein π-Kreis legen, der mehr NNO—SSW verläuft und auf das Hauptstreichen der B-Achsen ziemlich senkrecht steht.

Diagramm 7 veranschaulicht Durchstichpunkte von B-Achsen zwischen dem Gampadels- und Rasafeibach. Ihre Streichrichtungen schwanken sehr stark zwischen N 69 und 182° O. Das Einfallen erfolgt mehr flach gegen O. In diesem Diagramm treten zwei kleinere Maxima hervor, die nur durch eine schmale etwas weniger dicht besetzte Punkthäufung voneinander getrennt sind. Das Hauptstreichen verläuft N 82 bis 127° O und das Einfallen erfolgt mit 0 bis 40° gegen O. Durch die mehr peripher gelängte Punkthäufung läßt sich ein Großkreis ziehen.

Der Rellsstollen.

Durch diesen im nordwestlichen Teil der Phyllitgneiszone gelegenen Stollen wird das Wasser des Rellsbaches in das Speicherbecken von Latschau geleitet. Innerhalb der Phyllitgneiszone treten

auch mehr oder weniger mächtige Muskowitgranitgneise auf. W von Latschau sind den Phyllitgneisen Sedimentgesteine zwischengeschaltet, die die sogenannte Auenlatschmulde bilden (Verrukano-Buntsandstein, Muschelkalk, Partnachschichten und Arlbergkalk) und nahe dem Nordportal des Stollens eine schmale Zone von Silur-Karbon.

Diagramm 8 enthält Lote von s-Flächen aus dem Rellsstollen. Das Streichen schwankt so stark, daß fast alle Richtungen beobachtet werden können. Das Einfallen findet vorwiegend mittelsteil gegen S statt. Hier sind auch 20 Messungen von s-Flächen der Sedimentgesteine aus der Auenlatschmulde mitverwertet. Die Polpunkte dieser 20 Flächen sind zum Teil ziemlich stark gestreut, es kommen aber nur drei von ihnen in einen von den übrigen Flächenpolen unbesetzten Raum zu liegen. Diese drei stellen Flächen dar, die mehr oder weniger NS streichen und sehr steil gegen W einfallen. Auch in diesem Diagramm hat die Punkthäufung mehr die Form eines breiten NS verlaufenden Gürtels. Die s-Flächen eines kleinen aber deutlichen Maximums streichen N 72 bis 90° O und fallen 39 bis 55° S. Durch dieses Maximum und ein kleines Nebenmaximum läßt sich ein mehr NO—SW verlaufender π-Kreis legen, der senkrecht auf das Hauptstreichen der B-Achsen dieses Bereiches steht. Dieses Diagramm stimmt ziemlich gut mit Diagramm 6 überein.

Diagramm 9 zeigt Durchstichpunkte von B-Achsen aus dem Rellsstollen, die stark gestreut sind. In den Sedimentgesteinen der Auenlatschmulde konnte nur eine Faltenachse eingemessen werden, die flach gegen WNW einfällt und in diesem Diagramm mitverwertet wurde. Die Achsen eines deutlichen Maximums streichen N 36 bis 47° W und fallen 33 bis 44° SO. Das Auftreten dieser Achsenrichtung, der auch das Maximum der s-Flächen in Diagramm 8 entspricht, ist vorwiegend auf das östliche Viertel des Rellsstollens beschränkt, aus dem auch die meisten s-Flächen stammen, die das Maximum in Diagramm 8 bilden. Die Achsen eines weniger stark besetzten Maximums, die aus der Stollenstrecke zwischen Kilometer 1·3 und 2·3 stammen, streichen N 81 bis 104° W und fallen 54 bis 67° W. Diesem zweiten Maximum entspricht in Diagramm 8 keine Häufung von s-Flächen, es gibt daher keinen dieser Achsenrichtung zugehörigen π-Kreis, β fällt hier also nicht mit B zusammen. Im östlichsten Stollenabschnitt wurden an zwei Stellen je zwei Systeme von B-Achsen festgestellt. An der einen Stelle war nicht erkennbar, welche Achse älter ist. An der anderen Stelle war die 50° mehr gegen S geneigte Achse älter als die flach mehr gegen O einfallende. Während die s-Flächendiagramme 6 und 8 ziemlich gut übereinstimmen, haben die Diagramme der B-Achsen 7 und 9 keine Ähnlichkeit.

Druckschacht und Entlastungsstollen von Latschau nach Rodund.

Diese beiden Schrägstollen durchqueren vorwiegend Muschelkalk und Partnachschichten der Kristakopfscholle, an deren Aufbau auch Verrukano-Buntsandstein und Arlbergkalk beteiligt ist. Diese Scholle stellt eine der größten tektonischen Einschaltungen von Sedimentgesteinen der Lechtaldecke innerhalb der Phyllitgneiszone dar.

Sammeldiagramm 10 enthält Lote von s-Flächen aus dem Druckschacht und dem O davon gelegenen, aus zwei Teilstücken bestehenden Entlastungsstollen (Abb. 1). Die Diagramme der s-Flächen der beiden Stollen stimmen so gut überein, daß ein Sammeldiagramm völlig genügt. Nur vereinzelte Schichtflächen weichen im Streichen stark von der Hauptstreichrichtung ab. Die beiden Punkthäufungen sind mehr peripher angeordnet. Das Hauptstreichen verläuft N 63 bis 81° W. Das Einfallen der teilweise mehr oder weniger saiger stehenden Schichten pendelt zwischen 72° S und 82° N. Durch dieses Maximum läßt sich ein mehr NNO—SSW verlaufender π-Kreis legen, der senkrecht zum Hauptstreichen der B-Achsen steht.

Sammeldiagramm 11 stellt Durchstichpunkte von B-Achsen, meist Faltenachsen, aus dem Entlastungsstollen dar. Die Punkthäufungen treten mehr an der Peripherie auf. Die Achsen pendeln mit Ausnahme von zwei zwischen N 81 und 126° O. Die eine dieser zwei fällt flach gegen NO und die andere ebenso gegen SSO ein. Das Hauptstreichen verläuft N 66 bis 85° W und das Einfallen erfolgt mit 9 bis 31° gegen W. Die Achsen eines Nebenmaximums mit ungefähr demselben Streichen fallen 14 bis 29° O. An fünf Stellen wurden je zwei Systeme von B-Achsen festgestellt. An einer Stelle war die flach gegen W einfallende Achse älter als die flach gegen O geneigte. An einer zweiten Stelle ist die gegen O einschießende Achse wahrscheinlich ebenfalls jünger, während an den übrigen Stellen die Altersbeziehung der B-Achsen zueinander nicht feststellbar war.

Sammeldiagramm 12 bringt alle im Entlastungsstollen auftretenden Verschiebungsflächen, soweit sie als solche erkennbar waren, zur Darstellung. Alle Streichrichtungen sind mehr oder weniger stark vertreten. Die Dichte der Punkthäufungen nimmt gegen die Peripherie hin deutlich zu. Prozentuell am stärksten tritt ein Maximum hervor, dessen Flächen N 64 bis 78° W streichen und mehr oder weniger saiger stehen. Ihr Einfallen pendelt zwischen 85° N und 76° S. Dieses Hauptmaximum der Bewegungsflächen fällt mit dem der Schichtflächen in Diagramm 10 zusammen. Das heißt, daß zahlreiche Schichtflächen als Bewegungsbahnen benutzt worden sind, was bei der Stollenaufnahme auch an zahlreichen Stellen zu beobachten

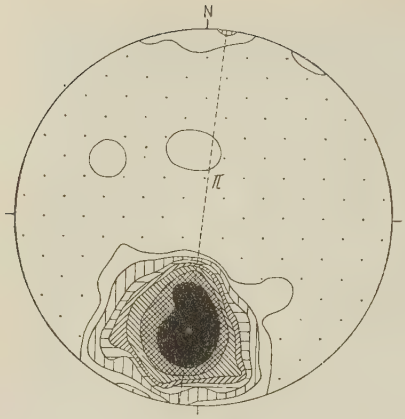
war. Der durch dieses Maximum verlaufende Großkreis stimmt genau mit dem π-Kreis in Diagramm 10 überein. Ein sehr deutliches, etwas weniger stark besetztes Nebenmaximum stellt Schubflächen dar, die N 47° bis 54° W streichen und 71 bis 85° SW einfallen. Diese Schubflächen haben die Sedimentgesteine der Kristakopfscholle sehr spitzwinkelig zum Streichen der Schichten durchsetzt.

Im Schrägschacht tritt bei Stollenmeter 540 ein Kluftsystem auf, dessen Flächen N 4° O streichen und 78° O fallen. Bei 550 m finden sich Kluftflächen mit N 3° W-Streichen und 86° O-Fallen. Oberhalb der Talüberquerung ist im unteren Entlastungsstollen ein sehr deutliches Kluftsystem zu beobachten (= N 6° W, 85° O). An diesen drei Stellen ist die Schichtung nicht recht erkennbar, während die Kluftsysteme eine deutliche Schichtung vortäuschen, die allerdings mehr oder weniger senkrecht zum allgemeinen Streichen verläuft. Im oberen Entlastungsstollen streichen die dünnen mit Kalzit verheilten Klüfte bei 302 m N 15 bis 106° W und stehen mehr oder weniger saiger. Ein Teil dieser nimmt die Richtung der B-Achsen ein.

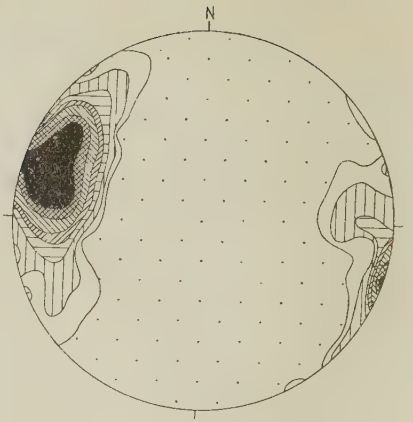
Überblick.

Die Untersuchung der flächigen und linearen Parallelgefüge hat ergeben, daß die Triebwasserstollen des Rodundwerkes nicht durch einen, sondern durch mehrere Homogenitätsbereiche verlaufen. In bezug auf s ergeben sich innerhalb des Kristallins drei Homogenitätsbereiche, und zwar vom Garnerabach bis zum Fensterstollen 7, von dort bis zum Gampadelsbach und von diesem bis zum Rellsbach und in bezug auf B vier Bereiche: vom Garnerabach bis Kilometer 7·18, von dort bis zum Suggadinbach, von dort bis zum Gampadelsbach und von diesem bis zum Rasafeibach. Der Bereich zwischen letzterem und dem Rellsbach ist nicht homogen in bezug auf B, dagegen ist der Bereich der Kristakopfscholle homogen in bezug auf s und B. In den Diagrammen 5 und 7 treten zum Teil B-Achsen auf, deren Häufung nicht senkrecht auf den π-Kreis des zugeordneten Flächengefüges steht. Die Anlage des flächigen und linearen Gefüges dieser Bereiche ist nicht syntektonisch. Dagegen ist für die übrigen B-Achsen der beiden Diagramme und ebenso für die der Diagramme 2, 3 und 7 ein syntektonischer Formungsakt wahrscheinlich, da ihre B-Häufungen, wie schon bei der Beschreibung der Diagramme angegeben wurde, senkrecht auf den π-Kreis ihrer zugeordneten s-Häufungen stehen.

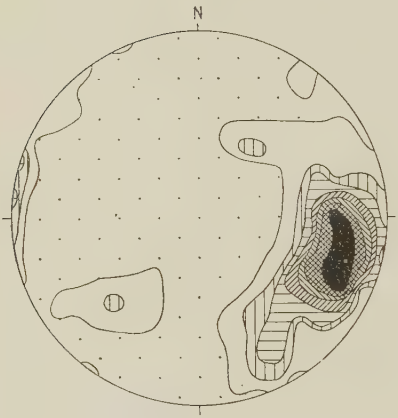
Es konnten nur sehr wenige auf derselben Fläche sich kreuzende B-Achsen beobachtet werden. $B_2 \perp B_1$ scheint nicht vorzukommen, da nur die schiefe Überprägung von B-Achsen festgestellt wurde. In den Kristallinbereichen schließen die sich kreuzenden Achsen einen



D1.

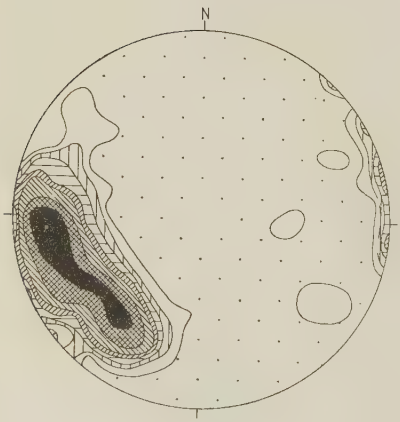


D2.

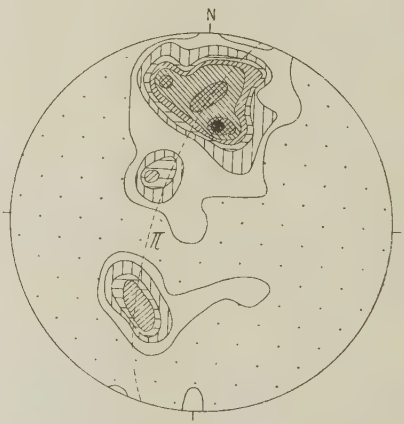


D3

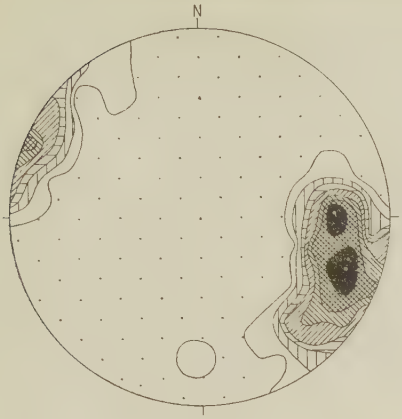
D4.



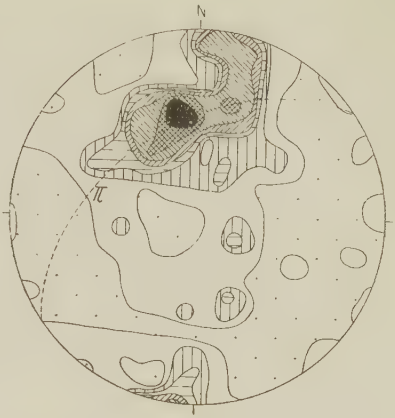
D5.



D6.

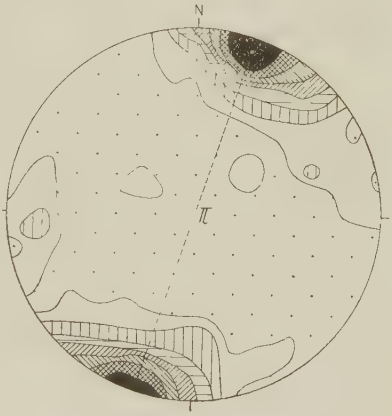


D 7.

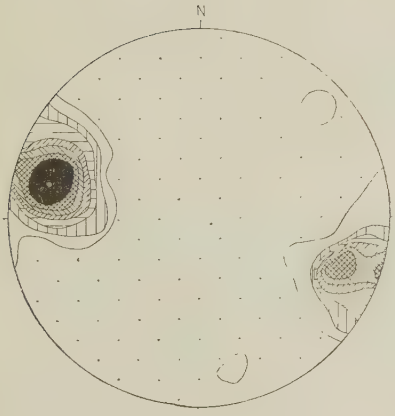


D 8.

D 9.



D 10.



D 11

D 12.

kleinsten Winkel von 11° und einen größten von 80° (im Durchschnitt rund 60°) ein. Diese Winkel betragen in den Sedimentgesteinen der Kristakopfscholle 6° und 20° (im Durchschnitt 13°). Wegen des zum Teil sehr starken Pendelns der Streichrichtungen von B und des seltenen Auftretens sich kreuzender Achsen ist es in den bisher untersuchten Teilen der Ferwall- und Silvrettagruppe nicht möglich, die einzelnen B-Achsen verschiedenen Deformationsplänen zuzuordnen, ohne diese Einteilung völlig willkürlich durchzuführen. Innerhalb der oben angeführten Bereiche ist mit dem Vorhandensein von mindestens drei Systemen von B-Achsen zu rechnen, da sich im Ausbruchmaterial des Entlastungsstollens ein größeres Stück aus den Partnachschiefern mit drei sich auf derselben Fläche kreuzenden Achsen fand.

Alle eingemessenen B-Achsen sind stoffkonkordant. Trotz der starken Schwankungen im Streichen dieser Achsen liegen die Hauptdruckrichtungen mehr oder weniger in der NS-Richtung.

Verzeichnis der Diagramme.

In den mit Auszählkreis von 1% der Gesamtfläche ausgezählten Diagrammen sind die stärkst besetzten Gebiete schwarz. Das unbesetzte Gebiet ist punktiert.

1. 259 s-Flächen (20— 9)—6—4—3—2—1—0·5—0%.
2. 217 B-Achsen (23—11)—8—5—3—2—1—0·5—0%.
3. 138 B-Achsen (15—11)—9—7—5—3—2—1 —0%.
4. 378 s-Flächen (10— 9)—6—4—3—2—1—0·5—0%.
5. 297 B-Achsen (13— 9)—6—4—3—2—1—0·5—0%.
6. 64 s-Flächen (12—11)—9—8—6—4—3—1 —0%.
7. 81 B-Achsen (15—11)—9—7—5—4—2—1 —0%.
8. 152 s-Flächen (12— 9)—7—5—4—3—2—1 —0%.
9. 117 B-Achsen 9—7—5—4—3—2—1—0%.
10. 262 s-Flächen (21—13)—9—7—5—3—1—0·5—0%.
11. 102 B-Achsen (21—13)—11—9—7—5—3—1—0%.
12. 404 Verschiebungsflächen (10—8)—6—4—3—2—1—0·5—0%.

Literatur.

Ampferer, O., E. Kraus und *O. Reithofer,* Geologische Spezialkarte, Blatt Stuben, Wien, 1937. — *Reithofer, O.,* Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe, II. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 85. Band, Wien, 1935. — *Reithofer, O.,* Geologische Beschreibung des Druckstollens Vallüla-Vermunt (Zaverna-Stollen). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 94. Band, Wien, 1951. — *Sander, B.,* Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I, Wien, 1948.

Ecole des Mines de Paris.

Microtectonique et tectonique générale.

Par

André Demay, Professeur à l'Ecole des Mines de Paris.

(*Reçu le 2 Mai 1953.*)

J'ai indiqué dans des Mémoires antérieurs comment j'ai été amené, dès 1926, mais surtout à partir de 1930, à étudier dans les roches cristallophylliennes et cristallines des Cévennes septentrionales, massif du Pilat et monts du Vivarais, à l'échelle de l'affleurement, de l'échantillon et à l'échelle microscopique, la succession des déformations et des cristallisations.

P. Termier et *G. Friedel, F. Grandjean,* puis moi-même, avions constaté, grâce à l'observation de zones mylonitiques, le rôle important de mouvements tangentiels dans une vaste région et essayé de définir des nappes.

Mais des difficultés très sérieuses se présentèrent au cours de mes recherches. Déjà mon Mémoire de 1930 notait la liaison de cas unités et de leur substratum et marquait le rôle de cristallisations et absorptions magmatiques, postérieures aux mouvements et qui en ont effacé partiellement les traces. Pour comprendre vraiment la tectonique générale de cette région, il me parut indispensable d'en reprendre l'étude, avec une méthode entièrement nouvelle.

J'aboutis ainsi aux conclusions que j'ai exposées dans des Notes de 1934 et 1935, puis, avec beaucoup de détails, dans un Mémoire de 1942 [1]. Ces conclusions portaient non seulement sur la tectonique des Cévennes septentrionales, mais sur les phénomènes géologiques d'intérêt général, que je groupais sous le nom de *microtectonique* et *tectonique profonde.*

Au début de ces recherches, j'ignorais les travaux du Professeur *Bruno Sander,* qui étaient alors à peu près inconnus en France. Lorsque, vers 1933, j'eus connaissance de ces travaux par son ouvrage de 1930, «Gefügekunde der Gesteine», je constatai un accord remarquable entre les conclusions auxquelles je venais de

[1] *A. Demay,* Microtectonique et tectonique profonde. Mém. Carte géol. France, 1942.

parvenir dans les Cévennes septentrionales et certaines des conclusions formulées pour d'autres régions et souvent pour des roches très différentes par le Professeur *Bruno Sander* et quelques autres chercheurs.

Je suis heureux d'avoir l'occasion de rendre à nouveau ici au Professeur *Bruno Sander* l'hommage qui lui est dû et de témoigner de mon admiration pour l'ensemble des recherches que lui-même et l'Ecole d'Innsbruck ont poursuivies après 1930 et poursuivent encore avec une grande activité.

Le bref historique que je viens d'esquisser montre que mon point de départ a été différent de celui de l'Ecole d'Innsbruck. Bien que le Professeur *Sander* ait publié, au début de sa carrière, des études de pétrographie régionale classique et abordé les problèmes de tectonique générale, et que lui-même et d'autres pétrographes de son Ecole aient confronté les diagrammes d'orientation statistique et la tectonique générale, particulièrement pour la partie occidentale des Tauern, les travaux de l'Ecole d'Innsbruck se sont développés surtout dans un sens pétrographique.

Dans mes recherches, au contraire, la microtectonique a toujours été associée à l'étude des problèmes de tectonique générale, que je poursuivais en dessinant entièrement à nouveau les contours sur de nombreuses feuilles de la Carte géologique et en examinant les rapports géométriques et les structures à l'echelle régionale.

Absorbé pendant des dizaines d'années par l'analyse structurale du Massif Central, puis de l'Armorique méridionale, malgré le désir que j'aurais eu d'appliquer à ces régions les méthodes de construction de diagrammes de *Schmidt* et de *Sander*, j'ai donné la priorité à l'analyse pétrographique et structurale du terrain, en ne négligeant jamais cependant l'étude des plis de détail, ni celle des déformations et cristallisations à l'échelle de la plaque mince.

Ma position est restée ainsi un peu à part. Dans les travaux de cette période, parmi les géologues et pétrographes, les uns n'ont pas abordé la microtectonique, les autres ont construit des diagrammes d'orientation statistique à l'échelle de l'échantillon et surtout à l'échelle microscopique, en n'accordant qu'une place réduite à la tectonique générale.

Cette position particulière me conduit à présenter quelques remarques sur les méthodes de la microtectonique et sur les relations entre la microtectonique et la tectonique générale.

I. Définitions et méthodes de la microtectonique.

La microtectonique (terme que j'ai utilisé à partir de 1930), a pour objet (op. cit. 1942, p. 7) les déformations, plis, surfaces de

décollement et de glissement à l'échelle microscopique et aussi les cristallisations qui accompagnent ou suivent les déformations. La microtectonique ainsi définie comprend la «Gefügekunde» du Professeur *Bruno Sander*, mais elle présente à mon sens une signification plus large.

Dans mon Mémoire de 1942 (p. 8 et 240), j'ai traduit «Gefügekunde» par science des textures; on pourrait dire texturologie. Je préfère le terme «texture» à celui de «structure», parce qu'en pétrographie, dans les textes français, le mot «structure» a déjà un sens, différent de celui de la tectonique générale, par exemple dans l'expression «structure porphyroïde". En allemand, la plupart des pétrographes, en particulier *Rosenbusch et P. Niggli*, ont utilisé le mot «Struktur» dans le même sens.

Un microgranite à structure porphyroïde peut présenter une texture laminée ou la texture d'une tectonite, d'un type ou d'un autre.

Ces questions de terminologie n'ont qu'une importance secondaire. Mais, de toute façon, il me paraît utile de distinguer, en microtectonique, deux méthodes de recherche, l'une basée sur l'observation directe des plis de détail, des déformations et cristallisations à l'échelle de l'affleurement, de l'échantillon et de la plaque mince, l'autre basée sur la construction de diagrammes d'orientation statistique pour les directions cristallographiques, pour les axes de plis b et pour les directions orthogonales aux surfaces s ou encore pour les directions β, intersections de surfaces s.

II. Les résultats de l'observation directe en microtectonique.

Le développement remarquable de l'analyse des orientations statistiques et de la construction des diagrammes, qui mettent en évidence les maxima relatifs, en Autriche d'abord, puis dans beaucoup d'autres pays, sous l'influence du Professeur *Bruno Sander*, a laissé un peu dans l'ombre l'importance de l'observation directe, parfois avec données statistiques, mais sans construction de diagrammes.

Pourtant, dans le Traité de 1930 du Professeur *Bruno Sander*, on trouve, d'après ses propres observations et d'après celles, parfois bien plus anciennes, de quelques rares géologues ou pétrographes, des indications précises sur ce point. Ce sont ces méthodes que j'ai utilisées moi-même, d'abord sans connaître les travaux du Professeur *Sander*, puis en confrontant mes observations avec les siennes. On en trouvera un exposé systématique dans mon Mémoire de 1942.

Parmi les données nouvelles qui peuvent ainsi être mises en évidence, j'évoquerai les caractères généraux des mylonites et des roches laminées, des tectonites au sens de *B. Sander*, les rotations de

cristaux contenant des inclusions, rotations parfois contemporaines de la cristallisation, les cristallisations syntectoniques ou syncinématiques, la succession des phases de déformation et de cristallisation, d'après mes observations, parfois cinq ou six dans une même plaque, que l'on peut établir d'après les relations des cristaux déformés ou non déformés, de manière directe et non pas statistique, les cristallisations en zone abritée (Druckgeschützte Räume de *B. Sander*), la superposition de deux textures par cristallisation sur une trame antérieure, les charnières de plis microscopiques, parfois sans réarrangement cristallin, parfois avec cristallations syntectoniques ou post-tectoniques, les plis d'allure polygonale par recristallisation post ou syn-tectonique.

L'allure des plis, à l'échelle de l'échantillon ou de la plaque mince, tangentielle ou non tangentielle, l'allure des plongées axiales et leurs relations avec la tectonique générale, peuvent aussi être observées de manière souvent saisissante, sans construction de diagrammes.

L'avantage de cette méthode, moins précise que celle des diagrammes, est qu'elle peut être appliquée rapidement et par suite sur un très grand nombre de points, dans une vaste région, et surtout qu'elle peut suivre de plus près l'étude simultanée de la tectonique générale. Par exemple, elle permet de synchroniser des phases de tectonique générale et des phases observées au microscope, d'établir les relations entre la genèse et les déformations de gneiss d'injection et de migmatites, à la base d'un complexe cristallophyllien ou en zones laccolitiques, ou encore les relations des massifs de granite supracristal ou de granite profond et des zones paragneissiques voisines.

Les diagrammes pourraient sans doute apporter des indications précieuses. Mais une étude microtectonique attentive du terrain et des plaques minces permet en général de résoudre ces problèmes. On en trouvera des exemples dans mon Mémoire de 1942.

La méthode d'analyse microtectonique directe doit d'ailleurs être appliquée dans tous les cas; car elle apporte des renseignements que les diagrammes ne peuvent pas donner. Ceux-ci ne définissent pas la forme des plis microscopiques, ni celle des surfaces de poussée, la disposition des agrégats de recristallisation par rapport aux données minéralogiques ou structurales de la plaque mince; elles ne donnent la succession des cristallisations que de manière indirecte, parfois incertaine, par l'apparition de maximas relatifs distincts, qu'il faut interpréter, alors que l'observation directe permet souvent une conclusion immédiate. Je citerai l'exemple de ce que j'ai appelé une *structure en x*, visible dans un paragneiss proche d'un micaschiste (op. cit., 1942, Pl. I, fig. 2). Le croisement d'une zone de fibres de

séricite, par une autre zone qui la traverse, prouve l'existence de surfaces de glissement et de cristallisations successives. Mais, pour une même phase, l'orientation, par suite de l'allure onduleuse des surfaces, varie un peu dans la plaque; l'écart angulaire des fibres qui se croisent est faible. Le diagramme de cette plaque ne permettrait sans doute pas de conclure, et celle de plusieurs plaques taillées dans des échantillons voisins encore moins, en raison des variations d'orientation des surfaces s d'un point à l'autre. L'observation directe permet une conclusion immédiate sur la réalité du phénomène, qui est important pour comprendre les conditions de la déformation et de la cristallisation à un certain stade. Par contre, si le changement d'orientation obéit à une loi, ce qui, dans ce cas, est peu probable, seuls les diagrammes permettraient de distinguer la succession régulière de deux orientations dans une région plus ou moins étendue.

La méthode d'observation directe apporte souvent des renseignements précis sur la répartition spatiale des zones de déformation et de cristallisation dans la plaque mince, que la méthode habituelle des diagrammes statistiques ne peut pas fournir. Ici un perfectionnement de la méthode des diagrammes a permis au Professeur *Sander* et à ses collaborateurs de présenter des microphotographies, dont les grains ou cristaux ont été colorés de manières différentes, pour des groupes d'orientation convenablement choisis sur le diagramme statistique général. Ces microphotographies, dont quelques-unes ont été reproduites dans un ouvrage récent [1] du Professeur *Bruno Sander,* résolvent magnifiquement le problème dont il vient d'être question, mais exigent chacune un travail considérable, alors que des résultats moins précis, mais essentiels, peuvent être obtenus rapidement pour toute une série de plaques minces et nous donnent des renseignements à l'échelle régionale.

L'étude microtectonique directe présente aussi l'avantage d'être étroitement associée à l'étude micrographique, mais non pas microtectonique, d'un problème géologique.

Pour certains problèmes, âge relatif de deux séries dont l'une au moins est mal datée, continuité de sédimentation ou transgression avec remaniement en grains détritiques ou microgalets, relations d'une série sédimentaire et d'une série métamorphique voisine, relations avec un granite proche, l'étude minutieuse de séries de plaques minces, pour des échantillons régulièrement échelonnés et proches, me paraît le seul moyen d'aboutir à une conclusion certaine ou à peu près certaine.

[1] *B. Sander,* Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, II, 1950, Taf. I, II, III, IV.

J'ai appliqué cette méthode bien souvent et en particulier pour l'étude des relations du Viséen, de Dévonien probable et de formations métamorphiques, dans le Forez, près de Boën et sur le bord nord de la zone cristallophyllienne lyonnaise [1], et plus récemment en Armorique, pour le passage du Cambrien et du Silurien non métamorphique au Cristallophyllien et pour le problème de l'âge du granite de Lanvaux et des formations paléozoïques légèrement métamorphiques près de ce massif [2].

J'insiste sur ce point, parce que, dans la plupart des travaux, l'analyse micrographique est restée confinée au domaine classique de la détermination minéralogique et pétrographique, alors qu'elle devrait être, à mon sens, comme l'analyse microtectonique directe, un auxiliaire précieux pour l'étude de tous les problèmes géologiques difficiles.

III. Les diagrammes d'orientation statistique et la tectonique générale.

Les diagrammes d'orientation statistique des axes b, des surfaces s ou encore des axes β, définis par l'intersection de plusieurs surfaces s, définissent, de manière statistique, mais vraiment objective et concrète, les déformations qui, à différents stades, ont affecté les minéraux des formations géologiques et les cristallisations successives anté, syn ou post-tectoniques.

L'utilisation de ces données pose des problèmes souvent difficiles. Leur signification, l'importance même qu'on doit leur attribuer en tectonique générale sont parfois discutées.

a) Tout d'abord, malgré le grand intérêt que présente toujours la construction de diagrammes, il n'y a pas lieu de mettre en cause, dans bien des cas, la valeur des résultats obtenus en tectonique générale par les méthodes classiques, sans construction de diagrammes.

Dans la mesure où les terrains sont bien datés, la détermination des pendages, pourvu qu'on distingue soigneusement, par l'observation directe ou au besoin par le microscope, schistosité et stratification, la définition géométrique des surfaces de séparation, souvent obliques sur les pendages, que l'on peut établir par leur intersection avec une surface topographique accidentée, enfin la notion des mouvements d'axe à l'échelle régionale, permettent de dessiner des coupes parfaitement objectives.

[1] *A. Demay,* C. R. Acad., t. 224, 1947, p. 1832; t. 226, 1948, pp. 97 et 420.

[2] *A. Demay,* C. R. Acad., t. 232, 1951, p. 2239; t. 233, 1951, p. 1636; t. 234, 1952, p. 974.

La microtectonique directe et les diagrammes d'orientation statistique complètent le tableau, mais ne peuvent le détruire. Pour prendre un exemple précis, aucun diagramme ne pourra modifier de manière essentielle notre interprétation de la structure de la nappe helvétique de Morcles. Tout au plus pourra-t-on mettre en évidence des déformations liées à des mouvements relativement faibles, antérieurs ou postérieurs aux mouvements essentiels.

Même pour des structures plus difficiles, avec superposition de plusieurs phases importantes ou dans des terrains cristallophylliens, certaines données de la tectonique générale ne me paraissent pas pouvoir être mises en cause par l'observation de structures de détail ou de diagrammes.

La question qui se pose est alors seulement celle des relations entre la microtectonique et la tectonique générale.

Il y a parfois accord évident; cet accord correspond à ce que j'ai appelé, en 1942, *la loi d'homologie* (op. cit., p. 30). Mais j'ai noté, en même temps, que les exceptions sont nombreuses, les unes, apparentes, dues à la superposition de plusieurs phases de déformation, les autres, réelles, dues à des disharmonies entre les mouvements d'ensemble et les mouvements de détail.

Un désaccord ne prouve donc pas l'inexactitude de l'interprétation de tectonique générale, mais peut s'expliquer par la superposition de mouvements de faible importance, quant à l'ampleur des déplacements d'ensemble, mais qui, dans le détail, ont profondément modifié la texture des roches.

La schistosité, presque toujours postérieure aux mouvements essentiels et qui correspond à des déplacements de matière minimes, fournit un exemple de telles déformations tardives. Les plis de détail et les structures microscopiques peuvent être aussi des phénomènes tardifs par rapport aux mouvements essentiels, les seuls qui comptent pratiquement dans la construction de la chaîne et qui ont commandé les rapports géométriques des grandes masses.

Les structures microscopiques en désaccord avec la tectonique générale peuvent correspondre, dans d'autres cas, à des mouvements plus anciens que ceux qui viennent d'être définis à l'échelle régionale.

b) Après ces réserves, je voudrais marquer, en sens inverse, le rôle que peuvent jouer, en tectonique générale, la microtectonique directe et les diagrammes d'orientation statistique.

Ce rôle sera d'autant plus grand que le problème étudié sera plus complexe. La complexité naît de la superposition de phases de déformation. Elle s'accroît lorsqu'interviennent des cristallisations de métamorphisme, elles-mêmes en phases successives, qui alternent ou coïncident avec les phases de déformation.

Comme je l'ai indiqué plus haut, la microtectonique m'a été indispensable dans les Cévennes septentrionales pour distinguer les phases successives de déformation et de cristallisation, et en y joignant les méthodes structurales classiques d'étude du terrain, définir les structures à l'échelle régionale. Seule la microtectonique a permis de résoudre des difficultés qui semblaient inextricables. A son défaut, il aurait fallu abandonner toute interprétation structurale et se borner à une étude pétrographique, malgré l'importance évidente des déformations et parfois de la mylonitisation.

Dans d'autres cas, la microtectonique m'a apporté une aide précieuse, pour renforcer les conclusions de l'étude structurale du terrain, lorsque celles-ci, en raison de l'impossibilité de dater les formations étudiées avec précision, restent un peu douteuses. Dans ce sens, je citerai en particulier les plis couchés de détail et les plis couchés microscopiques, parfois si nombreux que leur signification dans la tectonique générale ne peut être mise en doute.

Les diagrammes d'orientation statistique devraient nous apporter des indications encore plus utiles. Comme l'indiquait si justement le Professeur *Bruno Sander* en 1939, «les textures caractérisées par le parallélisme de surfaces ou de lignes, la position des plans de symétrie des mouvements partiels et de leurs causes, parfois la superposition de tels plans de symétrie, les relations, dans le temps, entre les déformations et les cristallisations d'un stade déterminé de métamorphisme, apportent des données fondamentales et nouvelles pour des comparaisons et pour des séparations [1]».

Bruno Sander ajoute un peu plus loin (loc. cit. p. 327): «Si l'on néglige les microstructures (Kleinformen) ou leurs relations avec les structures régionales (Großformen), on perd ces fossiles directeurs (Leitfossile) toujours présents, pour la symétrie de l'édifice structural, pour son orientation dans l'espace terrestre et pour ses relations avec les cristallisations, c'est-à-dire avec le métamorphisme».

Je suis entièrement d'accord avec ces conclusions. J'ajouterai seulement que les études de ce genre, lorsqu'elles ont été poussées assez loin, ont montré la complexité des phénomènes. Dans la partie occidentale des Tauern, le professeur *Bruno Sander* distingue au moins quatre directions des axes B et β (souvent en coïncidence), qui se succèdent, mais dont l'ordre peut être en partie interverti, suivant les régions, la direction NW étant plus ancienne que NE, mais vers le Sud, plus récente [2]. La direction NW est parfois la plus ancienne et antécristalline (pour le quartz, albite et muscovite), la direction W

[1] *B. Sander,* Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges., t. 91, 1939, p. 326.
[2] *B. Sander,* Mitt. der Reichsstelle f. Bodenforsch., t. 1, 1940, p. 128.

plus récente et postcristalline. Mais pour un autre échantillon, la direction NW est postcristalline (pour mica, albite, trémolite, épidote), avec quelques zones paracristallines.

B. Sander conclut qu'on ne peut établir dans cette région une relation entre les principales directions d'axe et la déformation anté, para ou post cristalline pour des minéraux déterminés (loc. cit., p. 135), tandis qu'au contraire, le mode de déformation est bien défini et différencié dans certaines parties de la carte.

Pour le géologue qui utilise la microtectonique ou les diagrammes d'orientation statistique en tectonique générale, le problème essentiel me paraît être de déterminer les phases de déformation liées ou, au contraire, nettement distinctes, *puis l'importance à l'échelle régionale des mouvements qui ont provoqué ces déformations.*

En ce qui concerne le premier point, on doit distinguer des relations oscillantes, qui correspondent en gros à des phénomènes, non pas synchrones, mais syntectoniques, et probablement à une seule phase importante, malgré la diversité des directions.

Même lorsque l'ordre est constant, certaines observations conduisent parfois à considérer les phases observées comme des phases de détail, correspondant à une seule phase, au sens de la tectonique générale. Telle a été ma conclusion dans les Cévennes septentrionales, pour les phases II, III, IV et V (op. cit., 1942, p. 170).

En ce qui concerne le second point, l'extension de territoires homogènes de déformations sur plusieures unités tectoniques doit permettre d'établir que ces déformations sont postérieures aux mouvements essentiels.

En sens inverse, le cantonnement d'un certain type, caractérisé par l'orientation des axes et par le mode de cristallisation, et plus ancien que les déformations importantes superposées, dans un massif d'âge incertain, devrait permettre d'établir qu'il a subi une orogénèse essentielle antérieure à celle de la chaîne étudiée, par exemple hercynienne ou précambrienne, dans la chaîne alpine.

De telles conclusions ont été formulées déjà dans les Alpes sans diagrammes; mais ceux-ci pourraient être bien plus démonstratifs, bien que parfois les déformations et cristallisations les plus récentes puissent recouvrir et masquer les plus anciennes.

D'une manière générale, indépendamment des mouvements importants et des phases qui ont joué le rôle essentiel dans la construction d'une chaîne, il y aurait grand intérêt à connaître le mode et la répartition dans l'espace et dans le temps des plis de détail et déformations visibles à l'échelle de l'affleurement, de l'échantillon ou de la plaque mince.

Au stade actuel des recherches, la microtectonique et la construction des diagrammes me paraissent aussi utiles, peut-être plus utiles, dans les domaines où la tectonique générale est bien connue que dans ceux où l'interprétation de tectonique générale est incertaine. Ainsi se dégageraient peut-être des lois qui nous sont encore inconnues.

Le Professeur *Bruno Sander* nous a dotés de méthodes d'observation et d'interprétation de grande précision. Lui-même et, sous son influence, d'autres pétrographes ou géologues, ont publié déjà de nombreuses observations et, dans quelques cas, confronté les résultats avec les interprétations de tectonique générale.

Le développement des recherches, en liaison étroite avec l'analyse structurale classique du terrain, montrera encore mieux, dans un proche avenir, le grand intérêt de ces méthodes.

Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der Technischen Hochschule Aachen.

Ein Wachstums- und ein Rekristallisationsgefüge von Bleiglanz aus einer rheinischen Lagerstätte.

Von

Doris Schachner-Korn.

Mit 3 Diagrammen.

(Eingelangt am 8. Mai 1953.)

Von den zahlreichen Gefügen, die im Hinblick auf den Deformationsmechanismus des Bleiglanzes schon seit Jahren untersucht wurden, greife ich für diese Festschrift zwei Beispiele heraus, deren eines am Anfang und deren anderes am Ende von Deformationsakten stehen könnten. Es sind dies zuerst ein Wachstumsgefüge aus einer rheinischen Lagerstätte, entstanden in einem nach vorausgegangener Deformation aufgeblätterten Parallelgefüge und zum andern ein aus spindelförmigen Bleiglanzkörnern bestehendes Rekristallisationsgefüge, dessen Längsachsen straff parallel B orientiert sind, entnommen einer der ersten benachbarten Lagerstätte, in der ebenfalls Nebengestein und Erzgang fast konkordant liegen.

Bei hydrothermal gebildeten Erzparagenesen interessieren Wachstumsgefüge als Kornregelung ohne Teilbewegung, die auf mechanische Umformungen beziehbar wäre, weil sie das Ausgangsgefüge der zu deutenden sekundären Deformationstexturen sein können. Jeder aufmerksame Beobachter kann feststellen, daß Bleiglanz bevorzugt mit der Würfelfläche gleichviel auf wie geartetem Untergrund aufwächst und unabhängig, ob als Einzelindividuum oder in dichter Gruppierung. In keinem der makroskopisch schon beurteilbaren Beispiele scheint die Aufwachswand von richtendem Einfluß auf das Wachstumsgefüge.

Im vorliegenden dichten und hohlraumfreien Gefüge interessierte, ob in der Tat nur Kristalle mit der Würfelfläche auf dem Untergrund aufsitzend wachsen oder ob aus anfänglich beliebiger Orientierung der Einzelkristalle durch die Wachstumsgeschwindigkeitsanisotropie eine Auslese stattfindet. Auch war festzustellen, ob die nachbarliche Orientierung der Körner Gesetzmäßigkeiten aufwies.

Die entnommene große Erzplatte hat einen mehrfachen Rhythmus von etwa 3 mm breiten Bändern von Nebengestein, das aus feinkörnigem Quarz, glimmerartigen Blattspaltern, Eisenspat und Pyritlinsen (durchbewegte Relikte) besteht, abwechselnd mit drei- bis viermal so breiten Lagen aus senkrecht dazu stehenden Bleiglanzkörnern mit stengel-, kegel- oder keilförmigem Umriß in der Schnittfläche. Untersucht wurden in je zwei verschieden gelegenen Anschliffen die Lage von insgesamt 160 Bleiglanzindividuen unter gleichzeitiger Berücksichtigung der nachbarlichen Orientierung, wofür eine genaue Aufzeichnung der Lage der Körner zueinander erforderlich war.

Die Lageorientierung der Bleiglanze zur Schliffebene wurde mit Hilfe von Spaltausbrüchen und zusätzlich erzeugter Ätzspaltbarkeit durch Einmessung der Spuren derselben auf konstruktivem Wege (1, 2, 3) ermittelt und bei ungünstiger Lage des Korns (Zone [110] z. B. mit nur 2 Spuren) mit Hilfe einer Zusatzapparatur am U-Tisch (1, 2, 3), die 1934 auf meinen Vorschlag von der Firma Leitz, Wetzlar, gebaut wurde [1].

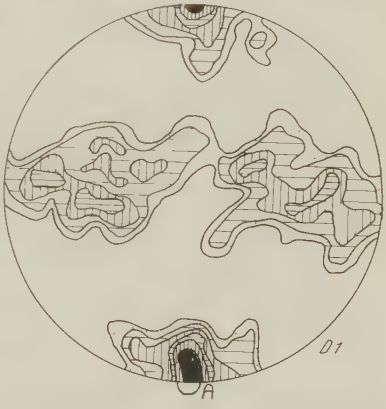
Das Diagramm 1 zeigt die Übersicht über die Lage der dreihundert Würfelflächen von insgesamt einhundert Körnern in einer Schlifflage. Auf die Einzeichnung der Zusammengehörigkeit der Würfelflächen eines Kornes mußte aus Platzmangel verzichtet werden. Je eine Würfelfläche eines Individuums liegt immer in den Häufungsstellen um A (Pol der Aufwachsfläche). Die anderen beiden liegen zwangsläufig im Großkreisgürtel zum Pol A. Das Diagramm der Oktaederflächen (nicht wiedergegeben) weist zwei Kleinkreise auf, die symmetrisch zwischen dem Pol der Aufwachsfläche und dem senkrecht dazu liegenden Gürtel der Würfelflächen liegen und Maxima besitzen, die von Zwillingsstellungen benachbarter Körner hergeleitet werden können.

Durch genaue Aufzeichnung der Entwicklung der einzelnen Körner wurde festgestellt, daß die von Wand zu Wand persistenten Individuen innerhalb geringer Abweichungen mit einer ihrer Würfelflächen parallel der leicht verbogenen Aufwachswand liegen. Die Körner mit starker Abweichung von dieser Orientierung keilen häufig auch aus. Die Spur der Berührungsfläche zweier Individuen steht ungefähr senkrecht zur Aufwachsfläche, entsprechend der Wellung,

[1] Diese Zusatzapparatur ist ein Vorläufer des jetzigen UTR 2. Mit ihr wurden schon Jahre vor der Fertigung des endgültigen Modells UTR 2 Hunderte von Messungen ungünstig gelegener Körner durchgeführt, die auch schon in veröffentlichte Gefügeanalysen eingingen. *H. Ehrenberg* ist also im Irrtum, wenn er in seiner Arbeit: Ein neuer Universaldrehtisch für Anschliffe und seine Anwendungsmöglichkeiten (Erzmetall, Bd. III, 1950) sagt, daß ich Messungen mit dem U-Tisch zwar vorgeschlagen habe, ohne aber die Möglichkeiten weiter zu verfolgen.

derselben Abweichung bis zu 30° nach beiden Seiten zeigend. Die nachbarliche Orientierung ist entweder ohne ersichtliche Symmetrielage — es gibt ja außer der seitlichen noch eine nicht beurteilbare Nachbarschaft senkrecht zum Anschliff — oder sie hat deutliche Korninnenbaurelation in Form von Zwillingsstellungen, die auch schon von Deformationstexturen (3) beschrieben wurden. Die Messungen auf einer zweiten, zur ersten unter einem Winkel von 70° stehenden Anschliffffläche zeigen das gleiche Orientierungsbild.

Offensichtlich hat auch in Fällen eines dichten rhythmischen Gefüges, wie es in diesem Beispiel vorliegt, der Bleiglanz das Bestreben, sich mit einer Würfelfläche parallel zur Aufwachswand zu entwickeln. Bei Aufwachsungen mit frei sichtbarer Oberfläche ist dies, wie erwähnt, meist ohne Analyse schon zu sehen. Die Kantenrichtung des Würfels repräsentiert auch in den gestrickten Bleiglanzen die Richtung größter Wachstumsgeschwindigkeit. Der Bleiglanz dieses über 30 cm rhythmischen Gefüges ist vermutlich in schon vorhandenen Hohlräumen eines aufgeblätterten Schichtungsgefüges während einer Ruhepause tektonischen Geschehens auskristallisiert. Es ist nicht das Produkt der Rekristallisation nach vorausgegangener Deformation. Rekristallisationsgefüge haben in den fast konkordant mit dem s des Nebengesteins liegenden Lagergängen des rheinischen Schiefergebirges südlich der Mosel und Lahn häufig Pflasterstruktur oder zeigen ellipsoidische Ausbildung der Körner.



D 1. Wachstumsgefüge. Projektion (untere Halbkugel) von 300 Würfelflächen des Bleiglanzes. Schliff senkrecht zur Aufwachsfläche. A = Pol der Aufwachsfläche. 6—5—4—3—2—1—0.

In diesen vermutlich vorvariscisch gebildeten Blei-Zink-Lagerstätten ist das Nebeneinander von grobkörnigem Bleiglanz, striemigem Bleischweif und zum Teil feinstkörnigen Bleiglanzaggregaten sehr häufig, besonders in den Lagerpartien größerer Mächtigkeit. Bleiglanz gehört zu den Mineralien, bei denen kleine, örtlich bedingte Abweichungen in den Ausmaßen der Beanspruchung verschiedenste Reaktionen hervorrufen können. Widerlager, wie sie größere Partien von Quarz, Kupferkies, Spateisen und umschlossene Nebengesteinsreste darstellen, veranlassen stärkere Deformationen. Ein z. B. an der Grenzfläche zu anderen Mineralien vorhandenes, feinkörniges (wahrscheinlich rekristallisiertes) Gefüge geht in stetig groblamellig

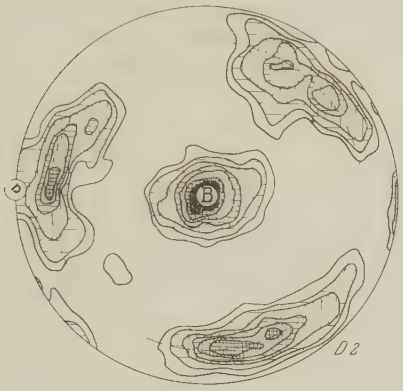
werdenden striemigen Bleischweif über. An der Grenze zweier inhomogener Substanzen war die Verformung am größten, und die Rekristallisation setzte hier zuerst ein. Auch schiefwinkelig zur Grenzfläche des Nebengesteins entwickelte Paralleltexturen im Erz sind häufig vorhanden. In Lagerteilen mit geringerer Mächtigkeit verschwindet meist die Vielfalt der Deformationserscheinungen.

Aus einer solchen schmalen, konkordant zu s liegenden Lagerpartie stammt das zweite durch eine Analyse bearbeitete Gefüge. Es besitzt wie das oben behandelte Wachstumsgefüge ein ebenfalls intaktes Korn, kontrollierbar an der gradlinig durchsetzenden Ätzspaltbarkeit und den gleichartigen und parallel liegenden Spaltdreiecksausbrüchen. Es ist aber kein stengliges, senkrecht auf der artfremden Anwachsfläche stehendes Wachstumsgefüge, sondern ein aus linear spindelförmig, dicht aneinanderliegenden Körnern bestehendes Aggregat. Die Spindelachsen liegen streng parallel zu einander und zeigen die gleiche Richtung wie das B der Begleitgesteine, das in Form einer feinen Runzelung (Kleinfältelung im Tonschiefer) das im Streichen konstanteste tektonische Element im rheinischen Schiefergebirge darstellt.

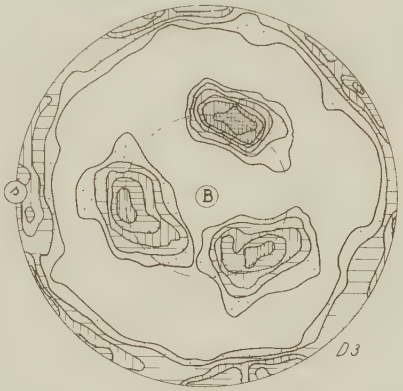
Die Körner besitzen Erstreckungen von 3 bis 5 mm. Der vermessene Anschliffteil ist mikroskopisch reiner Bleiglanz. Der Anschliff ist senkrecht zur linearen Erstreckung der Bleiglanze entnommen und steht ebenfalls senkrecht zum s des Nebengesteins (Tonschiefer) und zu dessen feiner Runzelung (Fältelung mit je einem sehr kurzen und einem sehr langen Schenkel).

Das Diagramm 2 zeigt die Lage der vier Oktaederflächen von insgesamt 60 Körnern, also 240 (111)-Flächen, die aus der Lage der eingemessenen Würfelflächen konstruiert wurden. Auf die Wiedergabe des Diagramms der Würfelflächenlagen kann verzichtet werden, da aus der straffen Regelung der Oktaederflächen die Lage der Maxima der Würfelflächen sich zwangsläufig ergibt. Aus dem Diagramm 2 ist zu entnehmen, daß jedes Bleiglanzkorn eine der vier [111]-Richtungen mehr oder weniger parallel B bzw. parallel seiner Längserstreckung liegen hat. Die übrigen (111)-Ebenen der Einzelindividuen sind ebenfalls durch gut abgegrenzte Maxima vertreten. Wenn für jedes Korn eine [111]-Richtung parallel B liegt, dann befinden sich zwangsläufig drei (110)-Ebenen desselben tautozonal zur B-Achse bzw. tautozonal zur Spindelachse der Körner. Das Diagramm 3 zeigt in einem schwach besetzten zusammenhängenden Gürtel um B drei Maxima, die in zwei Untermaxima aufgespalten sind. Die restlichen drei (110)-Flächen haben dagegen drei klar gegeneinander abgegrenzte Häufungen. Die aufgespalteten Maxima in der schwachen Gürtelausbildung tautozonal zu den Spindelachsen

der Körner lassen sich aus der symmetrischen Lage mancher benachbarter Körner erklären. Und zwar besitzen diese eine [111]-Richtung parallel der Längserstreckung gemeinsam. Das nachbarliche Individuum ist aber um diese gemeinsame [111]-Richtung mit dem Betrag von 15 bis 20° gedreht, was die Auseinanderziehung und Unterteilung der Maxima im Gürtel um B zur Folge hat. Diese Lagesituation benachbarter Individuen wird auch in präkristallinen Deformationsgefügen beobachtet (3).



D 2. Rekristallisationsgefüge. Projektion (untere Halbkugel) von 240 Oktaederflächen des Bleiglanzes. Schliff senkrecht zur Gangbegrenzung und zu B des Gefüges. s = Pol der Gangbegrenzung = Pol der Schieferung des Tonschiefers. B = Richtung der Längserstreckung der Bleiglanzkörner = Fältelungsachse der Tonschiefer. (8—7)—6—5—4—3—2—1—0.



D 3. Rekristallisationsgefüge zu D 2 gehörig. Projektion (untere Halbkugel) von 360 Rhombendodekaederflächen des Bleiglanzes. Schlifflage wie bei D 2. 6 5—4—3—2—1 0.

Die spindelförmige Entwicklung der Körner, ihre völlige Intaktheit (keine Verbiegungen) und die Lagekongruenz zu B des tektonischen Gesamtbereiches zwingen zur Annahme, daß ein Rekristallisationsgefüge vorliegt. Drei von den sechs möglichen [110]-Richtungen liegen im Gürtel zu B. Diese drei senkrecht zur Längserstreckung der Körner liegenden [110]-Geraden wurden möglicherweise einzeln, insgesamt oder nacheinander als Translationsrichtungen betätigt. Dabei müssen die Würfelflächen als Translationsflächen nicht parallel B liegen, was auch nicht der Fall ist. Der Verformungsmechanismus, der zur Längung der Körner führte, wäre aus diesen Translationen leicht ableitbar. Nicht so einfach zu erklären wären allerdings die Vorgänge, die das Einzelkorn in diese günstige räumliche Lage bringen. Es können Verbiegungen und Kornrotationen eine Rolle spielen. Bei der hohen Symmetrie des Bleiglanzes sind keine großen Rotations- und Biegungsbeträge zur Erreichung einer dem Beanspruchungsplan adäquaten Translationslage notwendig. Man sollte

annehmen, daß infolge der Vielzahl gleichwertiger Flächen bei hochsymmetrischem Feinbau die Regelungsbilder diffuser ausfallen. Statt dessen sind sie, wie die Erfahrung zeigt, recht straff.

Allen Überlegungen über den präkristallinen Deformationsmechanismus, die sich an die vorliegende, besonders eigenartige Rekristallisationsregelung anschließen lassen, haftet aber insofern Unsicherheit an, als ein Rekristallisationsgefüge nicht notwendig das Deformationsgefüge abbilden muß, sondern gegebenenfalls nur die Lage der verbogensten und deformiertesten Teile der Bleiglanzkörner wiedergibt, weil diese Stellen zuerst rekristallisieren und die Umorientierung der weniger deformierten restlichen Substanz beim Fortschreiten der Rekristallisation erzwingen.

Literatur.

1. *Schneiderhöhn, H.,* und *Ramdohr, P.,* Lehrbuch der Erzmikroskopie, 1. Band, 1. Hälfte, Beitrag *Doris Korn,* Die Lagebestimmung opaker Mineralien im Mikroskop. 2. *Korn, Doris,* Zur Lagebestimmung opaker Erze und Metalle im Mikroskop. Neues Jb. Min. Geol. Paläont., Abt. A, Beil.-Bd. 67 (1933). — 3. *Schachner-Korn, Doris,* Ein metamorphes Erzgefüge. Heidelberger Beiträge zur Min. u. Petrogr. 1. Bd., 4. Heft (1948).

U. S. Geological Survey, Washington.

Studies of Unconsolidated Sediments.

I: Quartz Fabric of Current and Wind Ripple Marks.

By

Earl Ingerson and **Joseph L. Ramisch.**

With 6 figures.

(Received May 19, 1953.)

In 1940 *Ingerson* discussed the fabric of ripple marks in consolidated sandstones. He found little or no evidence as to whether the ripple marks were produced by wind or current. It was obvious at the time that much information on which to base interpretations could be obtained by fabric studies of recently deposited unconsolidated sediments where the depositing medium, direction of current, original attitude of structures, and other related factors were known.

At that time impregnation of friable specimens in the laboratory, preparatory to making thin sections, had been in use for some time (*Ross,* 1924), but no media suitable for impregnating specimens in the field prior to collecting had been made available. With the development of modern plastics that harden at ordinary temperatures (20^0 C $\pm$) it is now feasible to impregnate materials in the field. For example, *Ritch* and *Cardwell* (1951) have described the stabilization of formations in oil wells that tend to "sand up". *Nuss* and *Whiting* (1947) have developed a technique for reproducing pore space. *Brown* and *Patnode* (1953) have devised an injection sampler for collecting underwater core samples.

In this paper the authors describe a technique for impregnating and collecting oriented samples of dry or moist sediments that preserves the original structures and grain orientations. Thin sections can be cut from these samples without further treatment in the laboratory. Orientations of *c*-axes and long dimensions of the quartz grains are plotted for wind and current ripple marks from unconsolidated sand. Distribution of the quartz grains according to size is also described for both types of ripple marks.

Ramisch experimented extensively with several types of plastics, including resorcinal resins, urea-formaldehyde resin adhesives, methyl methacrylate, and polyester resins, before he found suitable materials. The polyester resins proved to be the most satisfactory for our purpose.

Paraplex P 43, a polyester resin with 70% solids, made by Rohm and Haas Company, Resinous Products Division, Washington Square, Philadelphia, Pennsylvania, formed the base of the mixtures used for impregnating the samples. The resin is too viscous to penetrate even coarse sand and must be diluted with styrene. The amount of dilution depends on the grain size and porosity of the material to be impregnated. The sands used in these experiments ranged in grain size from about 0·1 to 1·0 mm and were free of clay and other substances that might hinder the flow of the plastic. A mixture of two parts resin and one part monomeric styrene penetrated these sands to about 6 cm and produced adequate "lithification" for making thin sections of the material 2 to 5 cm from the surface. The depth of penetration depends on the moisture content of the sand and the time and temperature of hardening. The time required for thorough hardening lengthens with an increasing proportion of styrene. A catalyst and an accelerator must be added to the mixture to produce prompt setting at ordinary temperatures.

In practice, the styrene and resin needed for an impregnation are mixed thoroughly in a beaker or wide-mouthed bottle. A 30% solution of cobalt naphthanate in a suitable organic solvent [1] is used as an accelerator. An amount of this solution equal to 1% of the weight of the styrene-resin mixture is sufficient for ordinary sampling. The plastic assumes a uniform pink color when these materials have been thoroughly blended. Finally, 1% by weight of methyl ethyl ketone hydroperoxide [2] is added as a catalyst. When the catalyst is thoroughly mixed with the other constituents the solution is ready to be poured into the sand.

"Tin" cans, such as those used in preserving fruits and vegetables, make satisfatory sample containers. Removing the tops and bottoms produces thin-walled (0·25 mm) metal cylinders which, when inserted into the sand, prevent the plastic from dispersing. The can is inserted carefully in the sand to about half its height around the portion of a structure or structures to be collected. Only

[1] Such a solution is available under the trade name *Cobalt Nuodex* from the Nuodex Products, Inc., Elizabeth, N. J.

[2] This material is sold as *Lupersol DDM* by the Novadel-Agene Corporation, Lucidol Division, 1740 Military Road, Buffalo 5, N. Y.

the few layers of grains nearest the cylinder are disturbed. The previously prepared plastic solution is poured gently down the inside of the can with the aid of a stirring rod. In this way the plastic flows slowly over the surface of the sand without disturbing the position or orientation of any of the grains. In dry sand at temperatures above 20° C the plastic will harden in 1 to 2 hours, so that the sample can be removed from the ground. At lower temperatures or where the sand contains considerable moisture it may be necessary to wait until the following morning to remove the sample.

After the plastic has hardened, two directions are marked on the specimen (1), the north-south line and (2) the strike, or trend, of the structure(s). These directions are shown either by lines on the surface of the plastic or by points on the outside of the can. The attitudes of structures that are not horizontal should then be recorded in a notebook. Because the surface of the plastic provides a horizontal reference plane for these data, it is possible to cut thin sections with any desired geographic orientation, or with any desired relation to the structure(s).

Samples Studied.

Thus far wind and current ripple marks have been collected at only one place, the Brandywine formation of Quaternary age in southern Maryland. The locality is in the eastern part of the United States about 30 km west of Chesapeake Bay. The wind ripple marks were collected in an abandoned part of a large gravel pit of the District Concrete Company, which is on State Highway 5 about 15 km south of Washington, District of Columbia. They were taken from dunelike areas of sand where water could not have had a part in their formation. The current ripple marks were collected from sand bars in the creek that crosses the highway about 400 meters north of the gravel pit. The high water that formed the bars and ripples had recently receded and the sand was still moist, so that not even the surface grains had had a chance to be reoriented by wind action.

Most of the material collected is fairly clean and well sorted quartz sand and gravel. In places it is discolored by small anounts of iron oxides, but the thin sections showed no grains of feldspar, clay minerals, or ferromagnesian minerals.

Samples of both kinds of ripple marks were impregnated with plastic, marked, and collected as described above. Thin sections were cut normal to the ripple axis (RA) from each specimen and parallel to the ripple axis from some of the specimens so that one looks down through the section normal to the axis.

Quartz Fabric.

Fabric diagrams of *c*-axes of the quartz grains were prepared from the thin sections cut normal to the ripple axes. Two typical ones are reproduced herewith as Fig. 1 (wind ripple) and Fig. 2 (current ripple). The differences, as shown in the diagrams, are slight, but they appear to be characteristic:

1. The current ripple marks show a higher degree of preferred orientation of the *c*-axes of the quartz grains than the wind ripple marks.

Fig. 1. 200 *c*-axes of quartz grains from surface of wind-formed ripple mark. Section normal to ripple axis. S = bedding plane; RA = ripple axis. Direction of wind, left to right.

Fig. 2. 200 *c*-axes of quartz grains from surface of current-formed ripple mark. Section normal to ripple axis. S = bedding plane. Direction of current, right to left.

2. There is a stronger tendency for the axes to lie in the S-plane of the current ripple marks.

From the thin sections cut parallel to the ripple axes, longest dimensions of the grains were measured and diagrams were prepared. Fig. 3 is a typical diagram of this kind from a wind ripple mark and Fig. 4 is one from a current ripple mark. The differences are greater than those in the axes diagrams and again appear to be characteristic:

1. Again, the current ripple marks show a higher degree of preferred orientation.

2. The two maxima from the current ripple mark are symmetrically disposed with respect to the ripple axis within the accuracy with which the orientations of the section and axis are known.

3. Within the same accuracy the maximum of the diagram from the wind ripple mark is parallel to the ripple axis.

The maxima of Figs. 1 and 2 can be correlated with those of Figs. 3 and 4 in a general way by assuming that some of the quartz

grains are elongate parallel to the *c*-axis and others are elongate parallel to the unit rhombohedron. This assumption is consistent with results of previous studies on relation between *c*-axes and elongation in quartz grains (*Ingerson* and *Ramisch,* 1942).

The two long dimension maxima that form angles of approximately 50° with the ripple axis (Fig. 4) probably represent a compromise between tendencies for the long axes to orient themselves parallel to the direction of the current and normal to it. Both of these orientations have been observed in sediments and sedimentary rocks.

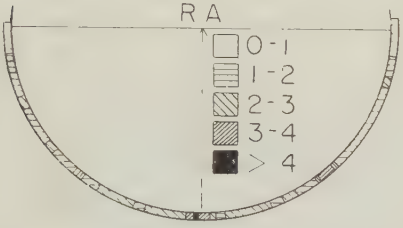


Fig. 3. Long dimensions of 300 quartz grains from wind ripple mark. Thin section parallel to ripple axis.

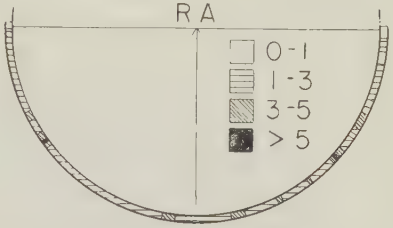


Fig. 4. Long dimensions of 200 quartz grains from current-formed ripple mark. Thin section parallel to ripple axis.

It must be recognized that the pattern developed depends on grain size, specific gravity of the constituent mineral(s), strength and density of the current, slope of the surface, and other factors. At least the following cases should be recognized:

1. A strong current that produces secondary rills marks on the ripple marks tends to orient the long axes of the grains parallel to the current and therefore normal to the ripple axes.

2. A weak current (or wind?) tends to orient the long axes parallel to the ripple axes.

3. Currents of intermediate strength may produce an intermediate (compromise) orientation such as that represented by Fig. 4.

4. Intermittent strong and weak pulses of current may produce and preserve two or even all three of these orientations.

The orientations of the *c*-axes of the quartz grains depend not only on the factors mentioned above but also on the relation of the *c*-axes to the long dimensions of the grains. This result, in turn, depends on the origin and history of the quartz grains. *Ingerson* and *Ramisch* have shown (1942) that quartz grains in some source rocks (schist, gneiss, granite) are elongate parallel to the *c*-axis; in others, parallel to the unit rhombohedron; in still others some of the elongations are parallel to the *c*-axes and some are parallel to

the unit rhombohedron. Quartz has a fair cleavage parallel to the unit rhombohedron, so that as the grains are broken in transit there is an increasing tendency for the elongation to be parallel to rhombohedral faces, except for some pegmatite quartz.

It is evident from these considerations that the orientation patterns in the quartz of ripple-marked sands and sandstones are expected to vary. Specimens from many ripple-marked deposits will have to be measured before the effects of the variables mentioned above can be properly evaluated.

Size Distribution.

The size distribution of the grains with respect to the ripple crest is striking, and diagnostic differences between current and

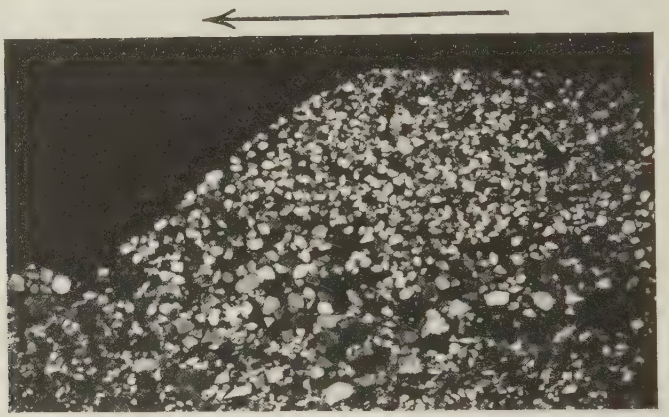


Fig. 5. Photomicrograph of thin section of current-formed ripple mark. Section normal to ripple axis. Arrow indicates direction of current. Crossed nicols. × 3.

wind ripple marks are clearly evident. Fig. 5 is a photomicrograph of a thin section of a current ripple mark cut normal to the ripple axis. It is evident that the grains at the base of the ripple mark near the trough are relatively coarse. The grains become increasingly smaller up the face of the ripple, and those on the backslope are only a fraction of the size of those in the trough.

The reverse is true of wind ripple marks (Fig. 6), although the particle size range is not quite so striking. The coarse grains remain on the crest and the finer ones are swept down the slope into the trough.

Conclusions.

1. Impregnating unconsolidated deposits with plastic is a highly satisfactory method for collecting oriented samples from which oriented sections can be cut directly without further treatment.

2. Orientations of quartz grains in wind ripple marks and in current ripple marks appear to be characteristically different. However, there are so many factors upon which these orientations depend that it would be advisable to study material from numerous deposits, with different sources of quartz, before making definite conclusions.

3. Size distribution of the quartz grains is diagnostically different. Current ripple marks have coarse grains in the troughs; wind ripple marks on the crests. This distinction has been fairly well established (*Twenhofel*, 1932), but the differences can be seen more clearly and the distinction made more positively in these impregnated thin sections than by previous methods of study.

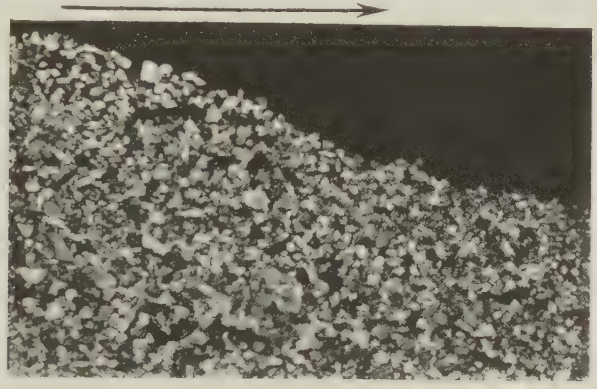


Fig. 6. Photomicrograph of thin section of wind-formed ripple mark. Section normal to ripple axis. Arrow indicates direction of wind. Crossed nicols. × 3.

Zusammenfassung.

Die Technik der Imprägnierung locker gefügter Sedimente mit Kunststoffen zur Herstellung orientierter Dünnschliffe für Gefügestudien wird beschrieben. Die Orientierung des Quarzgefüges von durch Wind- und Wasserwirkung gebildeten Rippelmarken wurde in dieser Weise untersucht und verglichen. Die durch Wasserströmungen gebildeten Rippel zeigen einen höheren Grad und einen etwas anderen Gesamtcharakter der Regelung. Die Unterschiede in der Größenverteilung der Quarzkörner in den beiden Arten von Rippelmarken gehen klar aus Mikrophotographien hervor.

References.

Brown, W. E., and *H. W. Patnode* (1953), Plastic lithification of sands *in situ*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., Vol. 37, pp. 152—157. — *Ingerson, Earl* (1940),

Fabric criteria for distinguishing pseudo ripple marks from ripple marks. Geol. Soc. Amer., Bull., Vol. 51, pp. 557—570. — *Ingerson, Earl,* and *Joseph L. Ramisch* (1942), Origin of shapes of quartz sand grains. Amer. Mineral., Vol. 27, pp. 596 to 606. — *Nuss, W. F.,* and *R. L. Whiting* (1947), Technique for reproducing rock pore space. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., Vol. 31, pp. 2044—2049. — *Ritch, H. B.,* and *P. H. Cardwell* (1951), New techniques for application of plastics in consolidating formations. World Oil, Vol. 133, No. 7, pp. 177—184. — *Ross, Clarence S.* (1924), A method of preparing thin sections of friable rock. Amer. Jour. Sci. (5), Vol. 7, pp. 483—485. — *Twenhofel, William H.* (1932), Treatise on Sedimentation. The Williams and Wilkins Company, Baltimore, pp. 643 and 647.

Aus der Geologischen Bundesanstalt, Wien.

Achsen- und Flächengefüge beiderseits des Silltalbruches zwischen Innsbruck und Matrei.

Von

Oskar Schmidegg.

Mit 1 Karte der Achsenverteilung und 10 Diagrammen im Text.

(Eingelangt am 20. Mai 1953.)

Inhaltsangabe: Die Gebiete beiderseits des Silltalbruches wurden bei der Kartierung auf ihr tektonisches Gefüge hin untersucht. Der Quarzphyllit im Osten weist bei flacher Lagerung zwei prägende Verformungen nach den Plänen P 1 mit B — WNW und P 2 mit B = ENE auf. Das Altkristallin der Stubaier Alpen im Westen läßt Merkmale einer alten Schlingenbildung erkennen, die durch einzelne steile B-Achsen und wechselndes Streichen (mit flacheren Achsen) gegeben ist. P 1 und P 2 wirkten nur nachkristallin überprägend. Eine Achsenverteilungskarte und Gefügediagramme veranschaulichen den Gefügebau.

Südlich Innsbruck stehen sich der Quarzphyllit der Tuxer Berge mit der aufliegenden Kappe von Stubaier Kristallin am Patscherkofel-Glungezzer im Osten und die altkristallinen Gneise und Glimmerschiefer der Stubaier Alpen im Westen einander gegenüber. Auf letzteren liegt noch die ausgedehnte flache Platte der Brennertrias, die von Gesteinen der Permotrias, nicht aber von Quarzphyllit unterlagert wird. Quarzphyllit tritt erst weiter südlich am Nößlacher Joch auf und liegt hier als Decke über der Trias. Der Quarzphyllit der Tuxer Berge hat größtenteils flache Lagerung im Gegensatz zu den meist steilstehenden altkristallinen Gneisen und Glimmerschiefern des Stubai.

Sander hat schon 1921 (5, S. 184) auf diesen interessanten Umstand hingewiesen: „daß hier die Situation ganz ohne Bruch im Silltal, wie ihn *Frech* und *Ohnesorge* annehmen, nicht erklärt werden kann". Allerdings hat *Frech* auf seiner Karte des Brennergebietes 1905 (1), die übrigens in diesem Bereich der von *Sueß* 1894 (15) vollkommen gleicht, keinen Bruch im Silltal eingetragen, sondern läßt die Gneise des Stubais keilartig über das Silltal auf den Patscherkofel hinaufreichen. Der ganze Westhang des Patscherkofel besteht aber unterhalb 2000 m SH. aus eindeutigem Quarz-

phyllit, wie dies *Sander* nach seinen Aufnahmen bereits in einem Übersichtskärtchen in der schon erwähnten Arbeit 1921 (5) dargestellt hat.

Die altkristalline Gneismasse der Ötztal—Stubaier-Alpen ist durch die neueren Arbeiten und Karten von *W. Hammer* und *O. Schmidegg* aufgeklärt, doch ist der NE-Rand dieser Einheit mit der Grenze gegen den angrenzenden Quarzphyllit noch wenig bekannt. Es bestand noch keine genauere Aufnahme des Silltales mit dieser Bruchlinie.

Im Zuge der geologischen Aufnahmen für die neue Umgebungskarte von Innsbruck 1 : 25.000 (damit auch für Blatt Steinach der österreichischen Karte) habe ich mich gleich dieser interessanten Frage zugewandt und zunächst den Grenzbereich Quarzphyllit-Altkristallin begangen. Wenn auch die Aufnahmen noch nicht abgeschlossen sind, konnte doch in einigen Fragen eine wesentliche Klärung erzielt und für die Stellung des interessanten Tonvorkommens bei der Stephansbrücke Neues beigebracht werden. Besonders habe ich dabei das Achsen- und Flächengefüge der beiderseitigen Bereiche näher untersucht, wobei sich zeigte, daß beide Bereiche nicht nur gesteinsmäßig gut unterscheidbar sind, sondern auch im Flächen- und Achsengefüge sehr verschiedene Verhältnisse aufweisen.

Der *Quarzphyllit* ist hier überall als hellgrauer bis graugrüner, von Serizithäuten durchzogener Phyllit ausgebildet. Er ist meist dünnblättrig und gewöhnlich schwach gewellt bis gefältelt. Einlagerungen andersartiger Gesteine kommen nur wenige vor: *Chloritschiefer* beim Hof Spörr an der Ellbögner Straße und darunter. Quarzitische Ausbildung ist nur selten zu beobachten, wie etwa bei Tarzens. Einschaltungen von *Kalkalgen* finden sich ausgedehnter im Arztal, stellenweise auch als Dolomit mit Vererzungen zu Eisendolomit und Siderit. Gegen den Silltalbruch hin lösen sie sich ebenso wie der Chloritschiefer linsenartig auf. Eine mächtigere Dolomitlage durchzieht in flacher Lagerung den Ahrnwald, kleinere Kalkbänke sind im Silltal mehrfach eingeschaltet. Auch im Phyllit des Tonvorkommens bei der Stephansbrücke fand sich Chloritschiefer und Kalk eingeschaltet.

Das *Altkristallin* der Stubaier tritt im Grenzbereich hauptsächlich als z. T. stärker verschieferter Paragneis, als ein zweiglimmeriger Plagioklasgneis auf. Der hier meist vorhandene Biotit fehlt dem Quarzphyllit. Als Einlagerungen treten auch hier die sonst in den Stubaiern häufigen Amphibolite, in geringerem Maße Orthogneise auf.

Die unmittelbare *Grenzfläche* ist nirgends erschlossen, überhaupt ist das Grenzgebiet meist von jüngeren Ablagerungen (vorwiegend mächtigen Terrassenschottern) in oft beträchtlicher Breite überdeckt. Doch läßt sich der allgemeine Verlauf der Grenze bzw. Störungszone zwischen den Aufschlüssen beider Gesteinsbereiche recht gut durchziehen, stellenweise bis auf einige Meterzehner einengen, wobei

die Annäherung meist durch stärkere Mylonitisierung gekennzeichnet ist.

Bei Matrei grenzen an das Altkristallin noch die Gesteine der Tauernhülle, und zwar deren oberstes Glied, die *Tarntaler Serie*, die sich als schmaler Streifen nach N bis oberhalb des Samerhofes verfolgen ließ. Die Bruchlinie verläuft wohl W der Tarntaler Serie, da diese in ihrem Achsengefüge mit dem Quarzphyllit übereinstimmt, gleich wie am Mieslkopf.

Die Grenze bzw. Bruchlinie läßt sich dann, wie in (13) und (14) angegeben, zunächst in NNW, dann NW-Richtung bis zum Tonvorkommen W der Stephansbrücke verfolgen, wo sie wieder auf wenig über 100 m eingeengt zwischen den Gneisen des Grabens ober dem Schöberlehof und den Myloniten des Tonvorkommens zu liegen kommt, die jedenfalls mit dieser Bruchzone genetisch in Verbindung stehen.

Auch sonst läßt sich fast überall mit Annäherung an die Bruchzone in den Phylliten eine intensivere Durchbewegung, in den Gneisen stärkere Zerklüftung und Ansätze zur Mylonitisierung erkennen.

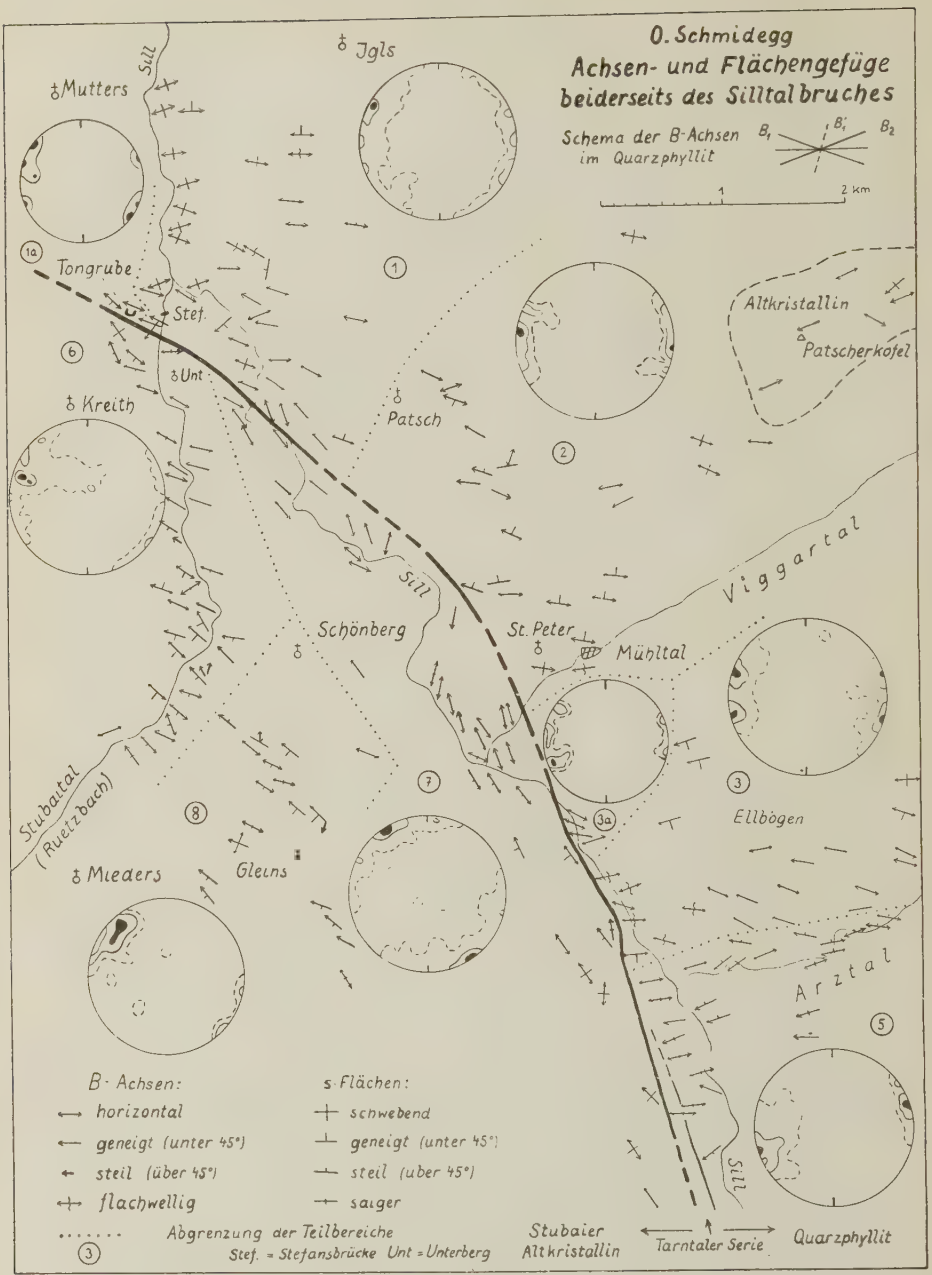
Gefüge des Quarzphyllites.

Das Gebiet des Innsbrucker Quarzphyllites ist im Bereich der Tuxer Berge von *Sander* bereits bearbeitet. In (8) ist eine Übersicht des vorhandenen Achsen- und Flächengefüges gegeben und für verschiedene Teilgebiete mit Diagrammen belegt worden. *Sander* führt dabei als hauptsächlichste B-Achsenrichtungen WNW, ENE (für einen großen Bereich alleinherrschend) und E—W an. Bezüglich weiterer Einzelheiten verweise ich auf die Arbeit selbst.

Mit meinen Aufnahmen im Silltal konnte ich an diese Arbeiten *Sanders* anschließen und in meinem Bereich dieselben Achsenpläne feststellen. Durch eine bereichsweise größere Zahl von Messungen habe ich versucht, soweit es die manchmal sehr lückenhaften Aufschlüsse zulassen, einen *Verteilungsplan* der B-Achsen aufzustellen.

Auf beiliegender Karte sind die wichtigsten Achsenrichtungen und wenn möglich auch die s-Flächen eingetragen. In den Diagrammen wurden für die einzelnen *Teilbereiche*, wie sie auf der Karte abgegrenzt sind, sämtliche gemessenen Achsen und s-Flächen, soweit die Messung genügend verläßlich erschien, eingetragen. Eine weitere Unterteilung, die hier nicht zur Darstellung kommen konnte, wurde noch einmal nach regionalen Unterbereichen durch verschiedene Signaturen und Farben unterschieden. So war also bei den einzelnen Häufungen jeweils zu sagen, wie sie regional zuordenbar sind und die Homogenität der Regelung überblickbar.

Es zeigt sich nun, daß in manchen Gebieten sich eine Unterteilung nach der Achsenrichtung in verschiedene Teilbereiche durchführen läßt, in anderen die verschiedenen Achsenlagen viel wechselnder auftraten.



Verteilungsplan der B-Achsen.

Die Diagramme sind dann für den untersuchten Bereich für Quarzphyllit und Altkristallin jeweils in einem Sammeldiagramm wieder zusammengefaßt.

Wenn man vom südlichsten Teil (Bereich S des Arztales) absieht, herrscht im Gebiete des Quarzphyllites *flache* bis *flachwellige Lagerung*, deren s-Flächen im Großbereich (über Meter) kaum mehr als 25^0 bis 30^0 einfallen, im allgemeinen aber ziemlich horizontal liegen. Nur im Kleinbereich (unter Dezimeter) kommen bei stärkerer Fältelung auch steilere s-Flächen vor.

Dementsprechend liegen auch die B-Achsen fast durchwegs horizontal oder fallen flach nach W. Dieses Achsengefälle tritt besonders gegen die Sillschlucht hin ein.

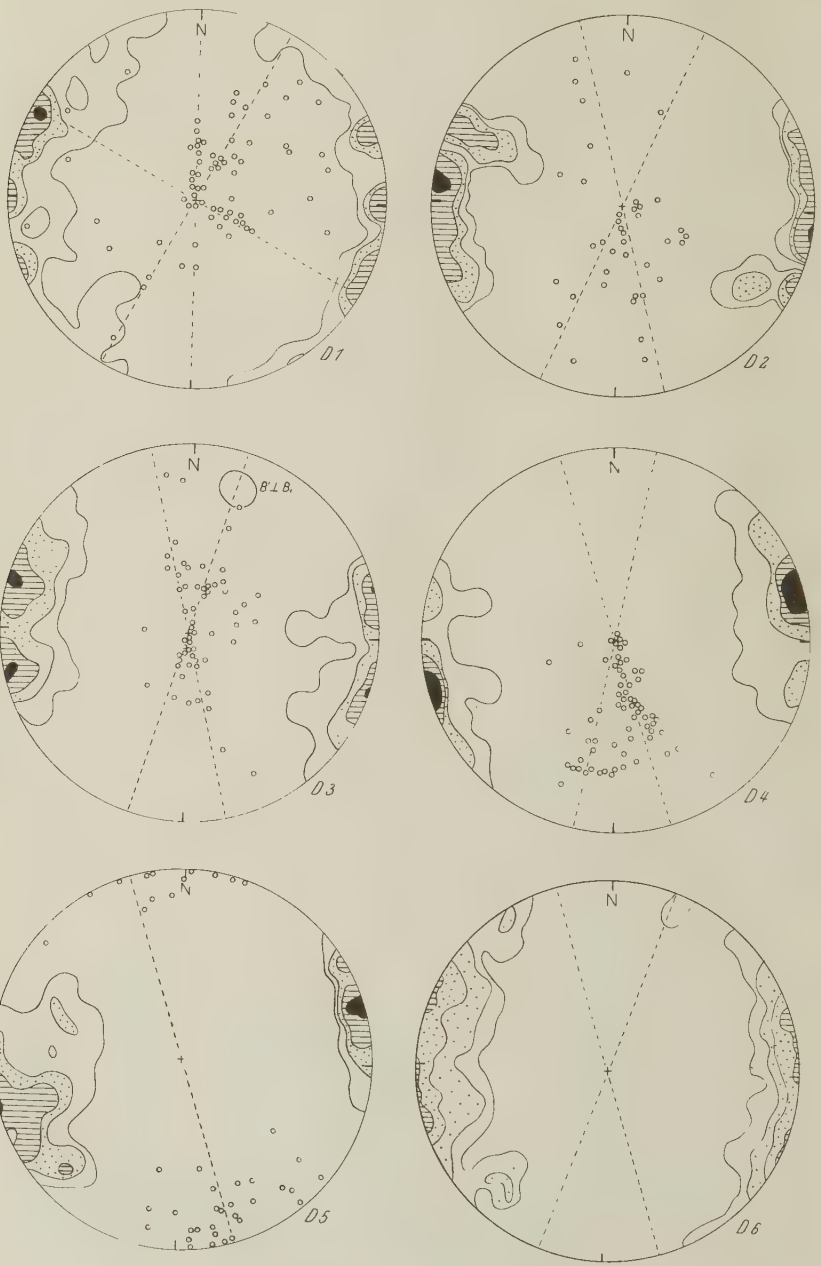
Wie aus den Diagrammen zu ersehen ist, bilden die Achsenlagen *zwei ausgeprägte Maxima*, die im Bereich des Silltales bei fast allen Diagrammen auftreten. Es sind die Richtungen WNW, entsprechend Plan P_1 und ENE, entsprechend Plan P_2, ferner etwas weniger ausgeprägt die Richtung E—W. Es ist zwar eine beträchtliche Streuung vorhanden, die besonders mit dem dazwischen liegenden Maximum E—W zu Übergängen führt, doch sind die Häufungen recht ausgeprägt und persistent. In den Teildiagrammen treten sie meist besser hervor als in dem Sammeldiagramm, da die Abweichungen von den Hauptrichtungen in einem größeren Bereich doch bedeutender sind.

Die Achsenlagen stimmen damit mit den von *Sander* für den übrigen Bereich des Quarzphyllites beschriebenen weitgehend überein. Es zeigt somit das ganze Gebiet des unteren Silltales (einschließlich der Tuxer Berge) eine einheitliche Regelung der B-Achsen nach WNW und ENE und somit eine homogene Beanspruchung und Durchbewegung nach diesen Achsen, wenn man von gewissen örtlichen Schwankungen der Richtung und auch von einzelnen untergeordneten Teilbereichen, die eine andere Achsenlage aufweisen und auf die ich noch zurückkommen werde, absieht.

Dieselbe Anordnung der B-Achsen und also gleiche Beanspruchungspläne kommen auch im Mesozoikum W der Sill und im Quarzphyllit der Steinacher Decke vor (*Fuchs* 2, *Schmidegg* 11).

Doch sind die beiden Achsen in verschiedenen Gebieten verschieden stark ausgeprägt, wie dies auch schon *Sander* betont (8). So herrscht z. B. im Gebiete der Naviser Sonnenspitze (Diagr. 4) und S des Arztales (Diagr. 5) die ENE-Achse durchaus vor, während WNW als B-Achse gar nicht aufscheint, sondern nur als β der s-Flächen. In den übrigen Bereichen treten die beiden Richtungen wechselweise auf (mit E—W). Überprägungen waren bis auf einige wenige aber sehr undeutliche Fälle nicht zu erkennen. Sie sind erst durch Untersuchung des Korngefüges festzustellen. Es tritt entweder

die eine oder die andere Richtung allein auf, und zwar in Bereichen verschiedener Größe.



Im Gebiete von Ellbögen ist in Bereichen von einigen hundert Meter Größe eine einheitliche Richtung geprägt. Im Silltal N der Stephansbrücke vollzieht sich dieser Wechsel in viel kleineren Bereichen, oft lagenweise auf wenige Dezimeter.

Ob das Vorwalten der ENE-Richtung in den höheren Bereichen wie Grünberger—Naviser Sonnenspitze eine Anordnung nach der Höhenlage ist, wie es zunächst den Anschein hat, läßt sich noch nicht entscheiden. Entsprechendes konnte ich aber in der Steinacher Decke beobachten (*Fuchs* 2, *Schmidegg* 11), wo ich noch nachweisen konnte, daß ein allmählicher Übergang in der Form vorhanden ist, daß die in tieferen Bereichen herrschende Achsenrichtung N 70° W bis E—W im Gipfelgebiete durch die Richtung N 70° E bis NE ersetzt wird. In den Aufschlüssen des Kohlenbergbaues sind Überprägungen zu beobachten und so die ENE- bis NE-Richtung als jüngere nachzuweisen. Entsprechendes ist demnach auch in den Tuxer Bergen wahrscheinlich.

Von *anderen Richtungen* der B-Achsen tritt besonders gegen das Silltal hin nicht selten die Richtung N 60° W bis NW auf. Sie stellt vielleicht nur eine örtliche Schwankung der WNW-Richtung gegen NW hin dar, ist aber möglicherweise auch auf eine ältere Beanspruchung als die eigentliche WNW-Achse zurückzuführen, was sich in diesem Gebiete zunächst nicht entscheiden ließ. B-Achsen bis zu N 40° W mit Einfallen nach NW treten örtlich im Gehänge W Patsch auf (Diagr. 2 und Karte).

Örtlich auf einen gewissen Bereich beschränkt ist die Achsenrichtung NE, so z. B. am Westpfeiler der Stephansbrücke und an der Brennerstraße E der Brücke. In größerer Verbreitung und das stoffliche Streichen bestimmend, aber eigentlich schon außerhalb des behandelten Gebietes herrscht NE-Streichen im Bereiche der *Mölsscharte*. Die Triaseinschaltung folgt diesem Streichen, das in dem im N angrenzenden Quarzphyllit allmählich in das ENE-Streichen der Naviser Sonnenspitze übergeht.

Nicht so häufig wie *Sander* sie für seinen Bereich angibt, aber doch an verschiedenen Stellen treten die um N—S pendelnden Achsenlagen auf, vorwiegend N 10° bis 20° E, aber auch um N 10° W.

Diagr. 1. Quarzphyllit, Teilbereich 1, Stephansbrücke, 200 B-Achsen, 73 s-Pole. Besetzungsdichte: 1—5—10—15%.

Diagr. 2. Quarzphyllit, Teilbereich 2, Patsch-Mühltal, 41 B-Achsen, 39 s-Pole. Besetzungsdichte: 2—5—10—20%.

Diagr. 3. Quarzphyillit, Teilbereich 3, Ellbögen, 104 B-Achsen, 59 s-Pole. Besetzungsdichte; 1—5—10—15%.

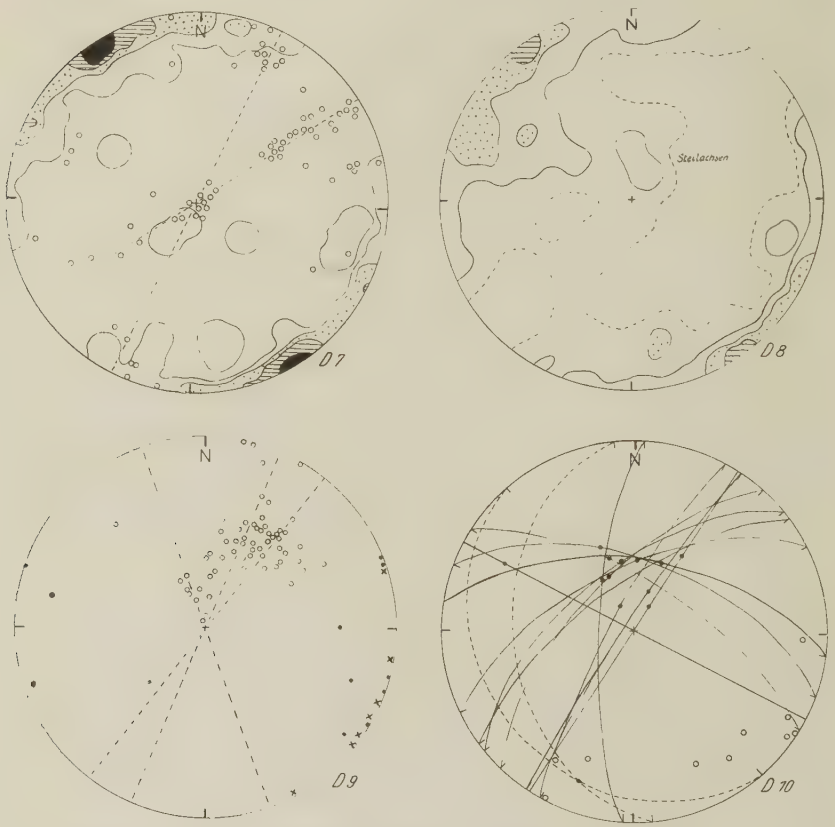
Diagr. 4. Quarzphyllit, Teilbereich 4, Oberes Arztal-Naviser Sonnenspitze, 105 B-Achsen, 66 s-Pole. Besetzungsdichte: 1—5—10—20%.

Diagr. 5. Quarzphyllit, Teilbereich 5, S des Arztales, 50 B-Achsen, 41 s-Pole. Besetzungsdichte: 1—5—10—20%.

Diagr. 6. Quarzphyllit, Sammeldiagramm aus 1 bis 5, 433 B-Achsen. Besetzungsdichte: 1—2—5—10%.

Sie sind auf *Querbewegungen* (B′ ⊥ B) zurückzuführen, wie sie besonders ausgeprägt im Gerlosgebiet, aber auch sonst in den ganzen Ostalpen auftreten, hier aber weniger ausgeprägt sind.

Das Streichen der s-Flächen stimmt bei horizontalen B-Achsen in der Regel mit deren Streichen überein (Übereinstimmung von B



Diagr. 7. Stubaier Altkristallin, Teilbereich 7, Silltal, 127 B-Achsen, 74 s-Pole. Besetzungsdichte: 1—5—10—20%.

Diagr. 8. Stubaier Altkristallin, Sammeldiagramm aus Teilbereich 6 bis 8, 288 B-Achsen. Besetzungsdichte: 1/4 (strichliert) 1—5—10%.

Diagr. 9. Quarzphyllit (vertont) des Tonvorkommens bei der Stephansbrücke, 11 B-Achsen (Punkte), 7 β-Achsen (Kreuze), 57 s-Pole (Ringe).

Diagr. 10. Steilachsen im Stubaier Altkristallin, Großkreise ausgezogen = s-Flächen von Amphibolit (Ruetztal und W Gleins). Großkreise gestrichelt = s-Flächen einer Gneisfalte (N Gleins) Punkte = B-Achsen, Ringe = s-Pole.

mit β). Bei geneigten Achsen ergeben sich dann natürlich Abweichungen gegen das kartenmäßige Streichen der s-Flächen, das bei ganz flacher Lagerung bis zu einem Streichen quer zur Achsenrichtung führen kann. In den Diagrammen ist dies darin zu erken-

nen, daß die π-Gürtel der s-Flächenpole senkrecht zu den B-Achsen stehen. Außerdem ist vielfach noch eine Ausweitung der π-Gürtel quer dazu nach den Querachsen B′ zu beobachten, der in der Natur meist eine Knickung nach einem B′ ⊥ B entspricht.

Südlich des Arztales steht, wie schon erwähnt, das Flächengefüge steil. Wie meine in das Arztal sich erstreckenden Begehungen zeigten, geht schon im Bereiche dieses Tales das noch am Grünberger flache Fallen (bei horizontalen Achsen) gegen das Silltal in einen nach W zunehmend *gewellten Muldenbau* mit nach W einfallender stofflicher Achse (etwa N 70° E) über. Dies kann an einer weithin streichenden Kalklage sehr gut verfolgt werden. Gegen S hin werden die Mulden immer mehr eingeengt und gehen dann in der Zone Serbles Sp.—Silltalgehänge Gedeier—Pfons in ein meist *gleichsinniges N-Fallen* über. Da die beobachtbaren Fältelungsachsen, denen auch meist das Streichen der s-Flächen folgt, um N 80° E liegen, war dieser Bereich ebenfalls dem Verformungsplan P_2 unterworfen. Mit symmetriegemäß gleichem Bauplan ist, soweit sich das aus den bisherigen Beobachtungen sagen läßt, auch die *Tarntaler Serie* des Mieslkopfes eingeklemmt.

Aus den Diagrammen lassen sich noch manche Einzelheiten, besonders auch in regionaler Hinsicht herauslesen, doch kann in diesem Rahmen nicht näher darauf eingegangen werden.

Gefüge der Gneise (Stubaier Masse).

Im Bereich der Stubaier Masse zeigt sich schon im Flächengefüge ein wesentlicher Unterschied gegenüber dem Gebiet des Quarzphyllites. *Steile Lagerung* in bezug auf Schieferung und stofflichen Lagenbau herrscht hier bei weitem vor, wenn auch flachere s-Flächen verschiedentlich auftreten. Das Streichen schwankt beträchtlich, doch sind gewisse Richtungen, wie NNW bis NW bevorzugt.

Gleiches gilt auch für die flacher liegenden B-Achsen, die im untersuchten Bereich den überwiegenden Teil bilden. Ihr Streichen stimmt bei der steilen Lagerung der Schieferung und des Lagenbaues mit dem stofflichen Streichen überein. Im Diagramm (Diagr. 8) verteilen sich ihre Durchstoßpunkte auf einen Gürtel mit mehr oder weniger starker Besetzung und Häufungen, von denen die um N 37° W besonders gegen den Silltalbruch hin stark ausgeprägt ist. Außerdem waren an verschiedenen Stellen vor allem in Amphiboliten, aber auch im Gneis, *steilstehende B-Achsen* mit vorkristallinen Deformationen zu beobachten.

Es liegt hier nahe, eine *Schlingentektonik* anzunehmen, die in diesem Bereich jedoch weniger ausgeprägt war, als in den Inneren Ötztaler

und Stubaier Alpen, oder auch durch spätere Beanspruchungen zum Teil verwischt ist. In einer Übersicht über den Schlingenbau habe ich schon 1933 (10) darauf hingewiesen, daß die Biegung, die das Streichen der Stubaier Gneise im NE bildet, den äußeren Bogen der „Stubaier Schlinge" darstellt. Dies zeigt sich schon deutlich bei Betrachtung des Blattes Ötztal der geologischen Spezialkarte von *W. Hammer*, in der zwar keine Achsenrichtungen eingetragen sind, die aber nach dem Verlauf der Gesteinszüge und der Fallzeichen eine Fortsetzung des Schlingenbaues, wie ich ihn 1932 im Hochstubai feststellen konnte, vermuten läßt.

Bei Begehungen, die ich 1943 im Stubai durchgeführt habe, konnte ich *steilachsige Verfaltungen* noch im Bereich von Ranalt (B = E—W, 60° bis 70° E) und an verschiedenen Stellen weiter nördlich (Schrimmennieder, Franz-Senn-Hütte) beobachten. Im allgemeinen treten aber diese nach N hin immer mehr zurück. Es wechselt jedoch das Streichen der meist steilstehenden Gesteinszüge noch sehr stark. Neben nahe E—W sind besonders die Richtungen N 20° W (W Milders) und N 40° E (Kalkkögelbasis) stark vertreten, seltener mehr NE gerichtete. Die B-Achsen liegen hingegen hier (Gebiet von Neustift und Fulpmes) fast durchwegs recht flach, wobei sie meist mit dem Streichen der Gesteinszüge übereinstimmen.

Ein gleicher *bogenförmiger Verlauf* der Gesteinszüge verbunden mit einem Wechsel im Streichen zeigt sich nun auch im äußersten an den Silltalbruch grenzenden Teil des Stubaier Kristallins. Bei vorwiegend steiler, manchmal auch flacher Lagerung liegen die B-Achsen horizontal bis wenig nach W geneigt. Sie sind teilweise durch Fältelung gegeben, meist aber durch eine Striemung, die in manchen ebenflächigen Gneisen kaum oder gar nicht mehr sichtbar ist. Die B-Achse müßte dann erst durch das Korngefüge nachgewiesen werden. Vereinzelt treten auch hier ausgesprochen *steile Achsen* in einem vorkristallin deformierten Gefüge auf, und zwar vorzugsweise in Amphiboliten, seltener in Gneisen.

Im Diagramm 10 sind die Gefügedaten von einigen solchen Amphiboliten mit steilen Achsen dargestellt, wobei die Hornblendenadeln mit ihrer Längsrichtung in B eingeregelt sind. Die B-Achsen weisen dabei eine zwar gestreute, aber doch deutliche Häufung mit dem Schwerpunkt in N—S, 60° bis 70° N auf. Aber auch die β, die Schnittlinien der s-Flächen, bilden eine erkennbare Häufung bei etwa N 37° W, 70° W. Auffallend ist, daß sie in derselben Vertikalebene wie das Hauptmaximum der B-Achsen der Gneise liegt. Im Diagramm sind noch die Daten einer an Feldspat reichen Gneisfalte (nördlich Gleins) eingetragen, die zwar ein mehr flachliegendes B (N 20° E, 20° S), aber als vorkristalline Biegescherfalte sicher einer

älteren Tektonik angehört und wahrscheinlich später (Gehängebewegungen?) flacher gelegt wurde, außerdem liegt das B senkrecht zum Streichen.

Dieser Bau des *wechselnden Streichens* mit vorzugsweise steilem s, aber flachem B, das hier im allgemeinen mit dem stofflichen Streichen übereinstimmt, bildet damit einen Übergang zwischen dem eigentlichen steilachsig verformten Schlingengebiet der inneren Ötztaler und Stubaier Alpen und dem Bereich flachachsiger Verformung. Während im ersten Fall die Hauptbeanspruchungs- und Bewegungsrichtung (a) *tangential* in Richtung der Schieferung liegt, steht sie im zweiten Fall *senkrecht* dazu.

Die einzelnen Vorkommen steilerer Achsen können damit wohl als Reste einer älteren Schlingenbildung, die mit steilen Achsen geprägt wurde, aufgefaßt werden, wobei diese sich besonders in Amphiboliten und in manchen Gneisen, die sich späteren Verformungen gegenüber widerstandsfähiger verhielten, erhalten haben, während sie sonst in den glimmerreicheren Gneisen fast oder ganz umgeprägt wurden. Andeutungsweise sind Steilachsen auch sonst zuweilen mit freiem Auge sichtbar, im Korngefüge wohl noch nachzuweisen.

Es ist aber wahrscheinlich, daß die Beanspruchung nach dem Kräfteplan der steilachsigen Schlingenbildung (P_s) mit B = senkrecht in den äußeren Teilen des Schlingenbogens überhaupt zurücktrat gegenüber einer Beanspruchung nach einem Plan (P_r) mit B = horizontal und einer Hauptbeanspruchung in radialer Richtung, die vielfach als *Einengung* in Erscheinung trat. Die hier häufigen ebenen s-Flächen ohne erkennbare lineare Richtung sprechen dafür.

Diese *radiale Pressung* erfolgte in Richtung des Außenrandes gegen ein Widerlager, das nicht der heute hier vorhandene Quarzphyllit gewesen sein kann, da keinerlei Merkmale einer derartigen Beanspruchung in ihm feststellbar sind. Auffallend ist der vielfach gleichsinnige Verlauf der Grenze, die heute durch den Silltalbruch gegeben ist mit dem stofflichen Streichen und den Achsen im Altkristallin.

In der „Gefügekunde" (9, S. 166) hat *Sander* bereits in systematischen Überlegungen auf derartige Fälle eines Überganges zwischen steilachsigen Bau und solchem mit flachen Achsen hingewiesen.

Dem Schlingenbau gehört also das älteste hier erkennbare Gefüge an, das, wie ich im Innerötztal schon nachweisen konnte, im wesentlichen *vorkristallin* geprägt wurde. Wie weit die beiden den Quarzphyllit prägenden Beanspruchungen nach P_1 und P_2 auch hier wirksam waren, ist oft schwer anzugeben. Bei den Achsenrich-

tungen um WNW, die auch hier in Häufungen auftreten, kann wohl wenigstens ein Teil dem P_1 zugeschrieben werden. Sicher ist die Richtung ENE, die im wesentlichen als nachkristalline Zerscherung in Erscheinung tritt, dem P_2 zuzuordnen. Allerdings haben diese jüngeren Beanspruchungen nicht mehr zu stetiger Verformung des ganzen Gesteinsbereiches geführt, da dieser schon als verhältnismäßig fester Block vorlag, sondern ihn in örtlich mehr oder weniger starken Überprägungen, die auch zu geringen nachkristallinen Verformungen führten, beansprucht. Im allgemeinen scheint das stoffliche Streichen nicht wesentlich geändert worden zu sein.

Gegenüber dem nachkristallin verhältnismäßig nur wenig beanspruchten eigentlichen Schlingengebiet der inneren Ötztaler Alpen fällt hier der viel stärker von jüngeren Bewegungen durchsetzte Bau dieses äußeren Schlingenbogens auf. Diese Bewegungen haben häufig auch zu Zerscherungen nach Klüften mit Harnischbildungen geführt.

Zusammenfassend ergibt sich demnach mit Beachtung der zeitlichen Folge folgendes Bild:

Der *Quarzphyllit* wurde nach den Plänen P_1 mit B = WNW und P_2 mit B = ENE durchbewegt und verformt. Reste einer älteren Formung konnten nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Beide Pläne kommen zusammen mit einem Plan B = E—W räumlich und wohl auch zeitlich nebeneinander vor, zum Teil auch lagenweise, doch hat P_2 den Plan P_1 zeitlich überholt. Während im allgemeinen flache Lagerung vorherrscht, folgt nach S eine Ein engungszone mit Steilstellung, geformt nach P_2.

Bei den *Stubaier Gneisen* ist noch ein älterer Bau erkennbar: Schlingenbildung aufrecht stehender Gneiszüge mit steilachsigen Verfaltungen, die teilweise noch erhalten sind. Sie gehen nach oben und außen in flachachsige Verformungen über, wobei das B mit dem stofflichen Streichen geht. Es liegt hier wohl eine *Einengungszone* vor, in der die Hauptbeanspruchung mit vorwiegendem B = NNW bis NW gegen den nunmehr durch den Silltalbruch gegebenen Außenrand gerichtet ist. Es folgt eine Überprägung nach den im Quarzphyllit herrschenden Plänen, wobei P_1 mit B = WNW nur schwierig von den gleichgerichteten Achsen der im Gefolge der Schlingenbildung auftretenden flachen B-Achsen abtrennbar ist, P_2 sich aber deutlich meist als nachkristalline Zerscherung mit symmetriegemäßen Klüften abhebt.

Der *Silltalbruch* begleitet als jüngere steilstehende Bewegungsfläche mit zum Teil intensiver Mylonitisierung, wie sie besonders im Tonvorkommen der Stephansbrücke aufscheint, den Außenrand des Stubaier Altkristallins, wobei die im Streichen gegebenen Schlingenbiegungen ausgeglichen sind. Die Bewegungen sind hauptsächlich

vertikal erfolgt. (Harnischriefen im Mylonit des Tonvorkommens.) Dem Relativsinne nach läßt sich zunächst nur als wahrscheinlich vermuten, daß der östliche Teil abgesunken ist.

Bemerkungen zu den Gefügediagrammen und zur Karte.

Den Diagrammen ist die flächentreue Azimutalprojektion, untere Halbkugel zugrunde gelegt. Sie sind geographisch mit N nach oben orientiert. Die Ausstichpunkte der B-Achsen sind in üblicher Weise ausgezählt, und zwar geben die Zahlen im Text unter den Diagrammen die Stufen der Besetzungsdichten in Prozenten an. Die Pole der s-Flächen (nur bei den Teildiagrammen) sind durch Ringe dargestellt. Die strichlierten Großkreise bedeuten deutliche π-Gürtel.

Auf der Karte sind die Zeichen für B-Achsen und s-Flächen, wenn beide an derselben Stelle gemessen wurden, zu einem Zeichen verbunden. In manchen Fällen entsteht dadurch eine geringe Ungenauigkeit, die jedoch hier keine Rolle spielt. Die beigefügten Diagramme gelten für den jeweiligen Teilbereich. Teilbereich 5 (Oberes Arztal—Naviser Sonnenspitze) liegt im E außerhalb der Kartenskizze. Teilbereich 1 a enthält nur das Gefüge der mylonitischen Quarzphyllite im Tonvorkommen.

Literatur.

(Im Text ist mit in Klammern gesetzter Zahl darauf verwiesen.)

1. *Frech, F.*, Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen. D. u. Ö. Alpenverein. Innsbruck. 1905. — 2. *Fuchs, F.*, Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Zentralalpen (Berge westlich des Brenner). Jb. d. Rst. f. Bodenf. Zw. Wien, 1939. — 3. *Klebelsberg, R. v.*, Geologie von Tirol, Berlin, 1935. — 4. *Klebelsberg, R. v.*, Der Westrand des Tauernfensters. Ztschr. d. D. Geol. Ges. 1941. — 5. *Sander, B.*, Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. d. Geol. B. A. 1921. — 6. *Sander, B.*, Untersuchungen am tektonischen Gefüge des Tauernwestendes. Ztschr. d. D. Geol. Ges. 1930. — 7. *Sander, B.*, Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralog.-Petrogr. Institut der Univ. Innsbruck. Mitt. d. R. A. f. Bodenf., Zw. Wien, 1942. — 8. *Sander, B.*, Geologie des Tauernwestendes, I. Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht). Mitt d. R. A. f. Bodenf., Zw. Wien, 1942. — 9. *Sander, B.*, Einführung in die Gefügekunde, I. Innsbruck-Wien, 1948. — 10. *Schmidegg, O.*, Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. Verh. d. Geol. B. A. Wien, 1933. — 11. *Schmidegg, O.*, Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nößlachjoch. Veröff. d. Museum Ferdinandeum Innsbruck. 1949. — 12. *Schmidegg, O.*, Patscherkofel bei Innsbruck in Geolog. Führer zu den Exkursionen. Verh. d. Geol. B. A. Wien 1951. Sonderheft A, S. 123 und Tafel XIX. — 13. *Schmidegg, O.*, Aufnahmsbericht, Umgebungskarte von Innsbruck. Verh. d. Geol. B. A., 1953. — *Schmidegg, O.*, Die Silltalstörung und das Tonvorkommen bei der Stephansbrücke. Verh. d. Geol. B. A., 1953. — 15. *Sueß, F. E.*, Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. Jb. d. Geol. R. A. Wien 1894. — 16. *Paschinger*. Das Tonvorkommen bei der Stephansbrücke südl. Innsbruck. Verh. d. Geol. B. A., 1953.

Mineralogisches Institut der Universität Stockholm.

Einiges zur Geometrie der Lagekugelbesetzung.

Von

Otto Mellis.

Mit 3 Textabbildungen.

(Eingelangt am 21. Mai 1953.)

Als ich vor mehr als zehn Jahren das Gefüge und die Gefügetracht einiger zweiachsiger Minerale (Gips, Cölestin u. a.) untersuchte, wurde meine Aufmerksamkeit auf die gegenseitigen räumlichen Beziehungen zwischen starr miteinander verbundenen Vektoren eines Gefügekornes im Gefügediagramm gelenkt. Dabei hatte ich eine Reihe von rein gedanklichen geometrischen Konstruktionen ausgeführt, die für die gefügekundlichen Untersuchungen von Nutzen sein könnten. Da die Übertragung dieser geometrisch-analytischen Konstruktionen auf das tatsächliche Gefüge auf gewisse Schwierigkeiten stößt, habe ich bisher gezögert die Resultate dieser Untersuchung zu veröffentlichen. Ich tue es nun auf Rat von Herrn Prof. Dr. *Bruno Sander*, dem ich meine Gedanken vor einigen Jahren vorgelegt hatte. Zugleich erlaube ich mir diese kleine Schrift Herrn Prof. Dr. *Bruno Sander* in Ehrerbietung und Freundschaft anläßlich seines 70jährigen Geburtstages zu widmen.

Bei der Untersuchung des Korngefüges von Tektoniten hat man öfters mit der räumlichen Verteilung von singulären oder scheinbar singulären Richtungen [z. B. den kristallographischen c-Achsen von Quarz, Kalzit und anderen wirteligen Mineralen, Normalen zu (001) des Glimmers usw.] zu tun. Die geometrischen Eigenschaften dieser Vektoren im Gefügediagramm sind wohl bekannt und bedürfen keiner näheren Erörterung. Anders verhält es sich, wenn zwei oder mehrere starr miteinander verbundene Vektoren vorliegen. Es taucht gleich die Frage über das räumliche Benehmen der Vektoren bei der Betätigung des einen von ihnen auf. Zur Erläuterung des Gedankens möge das folgende Beispiel dienen.

Nehmen wir an, daß ein aus rhombischen Kristallen bestehendes, dreidimensional gut geregeltes Gefüge untersucht wird, das auf dem Gefügediagramm scharfe Maxima für die [001]-, [010]-

und |100|-Achsen aufweist und somit ein Überindividuum oder Fasteinkristall darstellt. Was geschieht mit den |010|- und |100|-Achsen, wenn die |001|-Achse eines jeden Gefügekornes aus dem Schwerpunkt des Maximums auf einen Winkel α, ohne Verdrehung um die |001|-Achse selbst oder das Maximum für |001| abgelenkt wird? Diese Frage läßt sich am besten an Hand einer geometrischen Konstruktion (Abb. 1) beantworten.

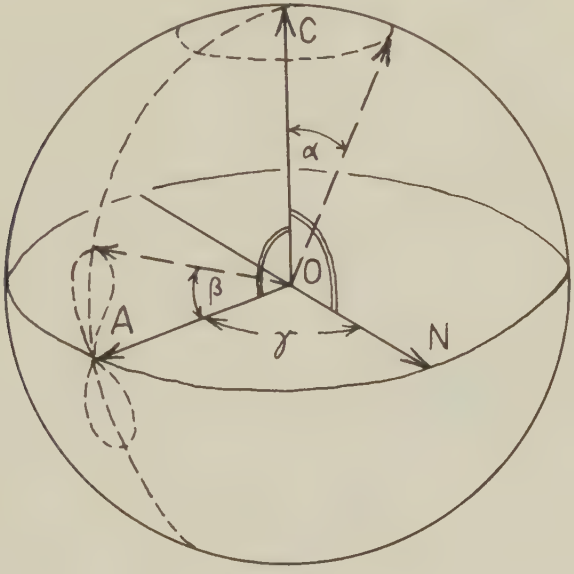


Abb. 1. Erläuterung im Text.

OA und OC auf Abb. 1 seien zwei zueinander winkelrechte Vektoren (z. B. |001| und |100| eines rhombischen Kristalls). ON sei ein dritter Vektor, der in einem veränderlichen Winkel γ ($0 \leq \gamma \leq 2\pi$) in der Äquatorialebene liegt (Winkel $CON = 90^0$). Bei der Drehung von OC um ON auf den Winkel α wird OA mitfolgen, doch im allgemeinen auf einen Winkel β, der von 0 bis α schwanken kann. Bei $\gamma = 0$ oder $\gamma = \pi$ wird die Drehung von OC um ON keine Bewegung von OA mit sich führen ($\beta = 0$). Ist $\gamma = \frac{\pi}{2}$, wird $\beta = \alpha$. Werden Drehungen von OC auf den Winkel α bei verschiedenen Lagen von ON in der Ebene AON ausgeführt, erhält man auf der Lagekugel statt dem Punkt C eine Anzahl von Punkten, die sich alle auf einem Kleinkreis mit dem sphärischen Radius α befinden. Verfolgt man die Bewegungen des sich gleichzeitig mit OC drehenden Vektors OA, der ja mit OC starr verbunden ist, kommt man zu dem Ergebnis, daß die neuen Lagen von

OA auf der Lagekugel eine Kurve mit dem Aussehen der Ziffer 8 ergeben. Die Konstruktion kann sehr einfach mit Hilfe des Wulffschen oder des Schmidtschen Netzes ausgeführt werden (Abb. 2).

Die mathematische Formulierung der hier in Frage kommenden geometrischen Beziehungen, die weiter ganz kurz wiedergegeben wird, verdanke ich meinem Freund Prof. Dr. math. *R. Siksna* in Uppsala.

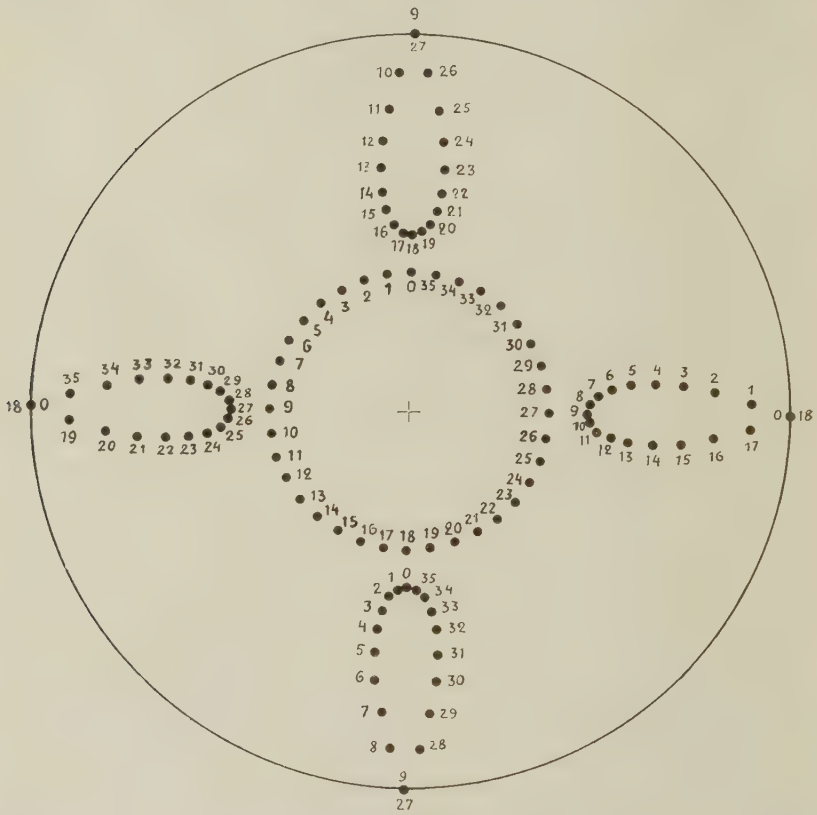


Abb. 2. Lagen von 3 starr und winkelrecht miteinander verbundenen Vektoren die laut der Konstruktion auf Abb. 1 entstehen. $\alpha = 40^0$. Änderung von γ um je 10^0. Stereographische Projektion.

Wir beginnen mit der Feststellung, daß bei $\gamma = \frac{\pi}{2}$ der Durchstichpunkt von OA (Punkt A) auf der Kugel sich auf einem Großkreis, bei $\gamma < \frac{\pi}{2}$ sich auf einem Kleinkreis bewegt. Auf Abb. 3, die nur den die Vektoren OA und ON einschließenden Teil der Kugel darstellt, sei OA′ die neue Lage von OA, die durch Drehung von OC um ON auf den Winkel α, gleich einer Drehung der Äquatorialebene AON auf denselben Winkel, entstanden ist. Da $\gamma < \frac{\pi}{2}$

ist, hat sich A auf einem Kleinkreis bewegt. Mit gestrichelten Linien sind durch A und A′ und den auf Abb. 3 nicht sichtbaren Punkt C (Ausgangslage für OC) Großkreise gezogen. Die sphärischen Koordinaten des Punktes A′ sind ϑ und φ. Eine Berechnung der sphärischen Koordination der Achterkurve bezogen auf den Parameter γ ergibt folgende Gleichungen ($r = 1$):

$$\begin{cases} \sin \vartheta = \sqrt{1-\sin^2\alpha \sin^2\gamma} \\ \cos \vartheta = \sin \alpha \sin \gamma \end{cases}$$

Bei $\gamma = \frac{\pi}{2}$ ist $\sin \gamma = 1$ und $\sin \vartheta = \cos \alpha$.

$$\begin{cases} \sin \varphi = \dfrac{\sin \gamma \cos \gamma (1-\cos \alpha)}{\sqrt{1-\sin^2\gamma \sin^2\alpha}} \\ \cos \varphi = \dfrac{\cos^2\gamma + \sin^2\gamma \cos \alpha}{\sqrt{1-\sin^2\gamma \sin^2\alpha}} \end{cases}$$

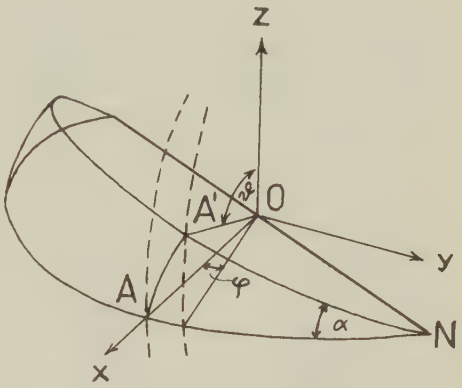


Abb. 3. Erläuterung im Text.

Eine Umrechnung auf Cartesianische Koordinaten führt zu:

$$\begin{cases} x = \cos^2\gamma + \sin^2\gamma \cos \alpha \\ y = \sin \gamma \cos \gamma (1-\cos \alpha) \\ z = \sin \alpha \sin \gamma \end{cases}$$

Die Projektion dieser Kurve auf die Koordinatenebene yz ergibt

$$y^2 = z^2 \operatorname{tg}^2\frac{\alpha}{2} - \frac{z^4}{4 \cos^4\frac{\alpha}{2}}$$

d. h. eine Kurve 4. Grades oder das sogenannte Vivianifenster in allgemeiner Form. Durch weitere Berechnungen läßt sich beweisen, daß diese Kurve durch Kreuzung der Kugel mit einem Zylinder oder einem mit dem Scheitelpunkt die Kugeloberfläche berührenden doppelten Kegel erzeugt werden kann.

Für die gefügekundlichen Fragestellungen sind die Flächenverhältnisse zwischen den beiden Kurven (Kreis und Vivianifenster) von großem Interesse.

Die Oberfläche K des durch die Bewegung von OC begrenzten Kugelsegmentes ist gleich

$$K = 2\pi (1 - \cos \alpha); \; r = 1$$

Das Areal L der durch die Vivianifensterkurve (Bewegung von OA) begrenzten Kugeloberfläche läßt sich durch Integrieren zu

$$L = 4\ (\alpha - \sin\alpha);\ r = 1$$

bestimmen.

Tab. 1 gibt Auskunft über die Flächenverhältnisse bei verschiedenen α-Werten. Daraus ist zu entnehmen, daß die Areale der von beiden Vektoren gebildeten Kurven ungleich sind und daß der Unterschied am größten bei kleinen Werten von α ist. Bei $\alpha = 10^0$ ist die Fläche des von OC abgegrenzten Segmentes 27mal größer als diejenige des Vivianifensters für OA.

Tab. 1. *Areale des Segmentes K und der Vivianifensterkurve L bei verschiedenen Werten von* α.

α	K $2\pi\ (1-\cos\alpha)$	L $4\ (\alpha-\sin\alpha)$	K/L	L/K
0^0	0·000	0·000	∞	0·000
10	0·095	0·004	27·1	0·037
20	0·379	0·028	13·4	0·074
30	0·841	0·094	8·9	0·112
40	1·469	0·221	6·6	0·151
50	2·243	0·426	5·3	0·190
60	3·140	0·725	4·3	0·231
70	4·132	1·128	3·7	0·273
80	5·189	1·646	3·2	0·315
90	6·280	2·283	2·8	0·364

Die Bedeutung dieser Konstruktion für die Gefügekunde dürfte in folgendem bestehen:

1. Im Falle von zwei oder mehreren starr miteinander verbundenen Vektoren eines Gefügekornes braucht die Streuung des einen Vektors (z. B. OC der Abb. 2) nicht unbedingt eine gleich große Streuung des anderen Vektors (z. B. OA) oder eine Verwischung des von diesem gebildeten Maximums mit sich führen. Wie die Konstruktion zeigt, kann sogar das Maximum OA viel schärfer als das für OC sein. Dabei ist abgesehen von Drehungen um OA und OC.

2. Die in den Gefügediagrammen öfters auftretenden, bisher nicht erklärten, gespalteten Maxima können in manchen Fällen als die Vivianifensterkurve um OA aufgefaßt und durch Streuung eines winkelrecht zum Schwerpunkt des Doppelmaximums verlaufenden Vektors (OC) erklärt werden.

3. Die Flächenverhältnisse, auch die Besetzungsdichten, der Gefügediagramme müssen in gewissen Fällen, besonders bei der

Untersuchung von zweiachsigen Mineralen mit Vorsicht gedeutet werden. Die Winkelverhältnisse, die Streuungsart, die Begrenzung der Maxima u. ä. können mitunter viel wichtiger als die Besetzungsdichte sein. Dieser Gedanke hat mich seinerzeit veranlaßt, die stereographische Projektion für die Lösung der Gefügeprobleme vorzuschlagen.

4. *Sander* hat in seinem Buche (1950) ziemlich ausführlich unterschieden zwischen mittelbar geometrisch mitbedingten Lagekugelbesetzungen und zwischen solchen, die unmittelbar durch den regelnden Vorgang bedingt sind. Der Geometrie der Lagekugelbesetzung im Sinne der hier angeführten Konstruktion muß auch Aufmerksamkeit gewidmet werden, damit rein geometrische Verhältnisse nicht genetisch gedeutet werden.

Zuletzt soll ein Versuch gemacht werden, einige Gefügediagramme mit Hilfe der Konstruktion auf Abb. 2 zu deuten. Ich begnüge mich mit zwei klassisch gewordenen Diagrammen, die von *Sander* veröffentlicht wurden (*Sander* 1930, Diagramm 23 und 25, vorkristalliner Harnischmylonit in Einzelscherflächen). Ich bin mir der Schwierigkeiten bewußt und will keine Umdeutung dieser Diagramme vornehmen. Der Versuch soll lediglich als Anregung dienen.

Wir wollen zunächst unsere Konstruktion etwas vereinfachen. Die Drehung um den im veränderlichen Winkel γ zu AOC verlaufenden Vektor ON ersetzen wir durch eine Pendelung der Äquatorialebene AON um den Punkt O, was geometrisch gleichwertig ist. Allerdings darf keine Drehung der Äquatorialebene um AO oder OC vorkommen.

Dieser Pendelung der Äquatorialebene entsprechen die räumlich etwas schwankenden Lagen der Gefügekörner in der *s*-Ebene (oder der *s*-Ebene selbst) in den Diagrammen 23 und 25 von *Sander*. Die Lote zu (001) des Biotits scharen sich mit einer Streuung im Maximum winkelrecht zu *s* des Diagramms 23. Die [0001]-Achsen von Quarz liegen annähernd in *s* und bilden ein doppeltes Maximum um a in ac. Dieses gespaltete Maximum könnte als Vivianifenster unserer Konstruktion gedeutet werden. Für die Spaltung dieses Maximums ist nur die schwankende Lage der *s*-Ebene verantwortlich, wie das übrigens bereits von *Sander* (1930, S. 184), doch in einer von der unseren etwas abweichenden Auffassung, gedeutet wurde. Dieses Beispiel ist für die Veranschaulichung der Anwendbarkeit unserer geometrischen Konstruktionen vielleicht nicht gerade sehr günstig. Es handelt sich um zwei Minerale, die auf die mechanische Beanspruchung verschieden reagieren. Für die Über-

prüfung des Gedankens müssen spezielle Beispiele gefunden und eingemessen werden, am besten Gefüge, die aus zweiachsigen Mineralen bestehen. Auch darf man nicht das reelle Gefüge zu schematisch behandeln.

Abschließend sei noch bemerkt, daß die hier beschriebene Konstruktion nur einen Spezialfall (OA $\perp$ OC, ON $\perp$ AOC) darstellt. Ich habe auch andere Möglichkeiten untersucht, so z. B. den Fall, wo OA nicht winkelrecht zu OC ist, aber ON $\perp$ AOC, oder den Fall, wo OA $\perp$ OC, aber ON schief zu AOC geneigt ist, usw. Es können viele andere Varianten gedacht werden. Das „Vivianifenster" kommt jedoch nur in dem hier beschriebenen Fall vor. Der Zweck dieser Schrift ist nicht, die Frage erschöpfend zu behandeln, sondern eine Anregung zu weiteren Untersuchungen auf diesem Gebiet zu geben.

Meinem Kollegen und Freunde Herrn Prof. Dr. math. *R. Siksna* spreche ich meinen besten Dank für die Behandlung des mathematischen Teils des Problems aus.

Literatur.

Sander, Bruno, Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930. — *Sander, Bruno,* Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Teil 2, Wien 1950.

Aus der Geologischen Bundesanstalt Wien.

Gefügestudien im Bereich des Bauxitbergbaues Unterlaussa (südliche Weyerer Bögen).

Von

A. Ruttner.

Mit 1 Textabbildung und 12 Gefügediagrammen.

(Eingelangt am 23. Mai 1953.)

Die Probleme, denen der Geologe bei der Bearbeitung kalkalpiner Lagerstätten gegenübersteht, sind fast immer tektonischer Natur. Es können daher bei allen derartigen Untersuchungen auch Ergebnisse von allgemeinerer Bedeutung erwartet werden, ganz besonders dann, wenn die Lagerstätte im Bereich der Weyerer Bögen liegt.

Die geologischen Arbeiten im Bergbaugebiet Unterlaussa, mit denen ich im Herbst 1951 als Nachfolger *E. Haberfelners* von den Vereinigten Aluminiumwerken A. G. (Braunau am Inn) betraut wurde, sind noch lange nicht abgeschlossen. Immerhin liegt aber jetzt schon ein umfangreiches Beobachtungsmaterial vor, so daß es gerechtfertigt erscheint, die bisherigen Ergebnisse — als eine Art von Vorbericht — in diesem Rahmen kurz mitzuteilen. Dieser Bericht möge ein weiteres Beispiel dafür sein, daß gefügekundliche Methoden auch in den Kalkalpen ein wertvolles und oft unentbehrliches Hilfsmittel für den Aufnahmsgeologen darstellen.

Herrn Dr. *Haberfelner* bin ich für seine Einführung in die Probleme dieses überaus interessanten Gebietes und für die Überlassung seiner Originalkarten, dem Betriebsleiter des Bergbaues, Herrn Dipl.-Ing. *H. Welser*, für viele Anregungen und seine stets verständnisvolle Hilfe, Herrn Obersteiger *Wickgruber* für wertvolle Hinweise und Herrn Dr. *F. Karl* (Innsbruck) für die kritische Durchsicht des Manuskriptes zu großem Dank verpflichtet. Daß diese Arbeit als Ergebnis verständnisvoller Zusammenarbeit zwischen Wissenschaft und Praxis überhaupt zustande kam, ist der Direktion der VAW (Braunau) und Herrn Bergdirektor Dipl.-Ing. *M. Maczek* (Mühlbach am Hochkönig) zu danken.

1. Geologischer Überblick.

Der seit der klassischen Arbeit von *G. Geyer* (Lit. 3) viel diskutierte Streifen von Oberkreideschichten, welcher die Weyerer Bögen im Westen begrenzt, erstreckt sich von Groß-Raming im Norden — einen schwachen, gegen Westen konvexen Bogen bildend — 25 km weit nach Süden bis in die Gegend von St. Gallen. *H. Lögters* konnte diese Gesteine genauer gliedern und unterschied (dem von *Brinkmann* für die ostalpine Oberkreide aufgestellten Schema folgend) Genoman, Untergosau (Emscher bis unterstes Senon), Nierentaler Schichten (Obersenon) und Liesenschichten (Dan.) Jede dieser Schichtgruppen liegt mit basalen Konglomeraten und Breccien transgressiv auf verschiedenen älteren Schichten. Größere Schichtlücken bestehen zwischen Neokom und Cenoman (Gault ist nur im Norden bei Losenstein vertreten), zwischen Cenoman und Untergosau sowie zwischen Untergosau und Nierentaler Schichten. Da *Lögters* für jede der von ihm festgestellten Diskordanzen eine gebirgsbildende Phase verantwortlich macht, kommt er auch zu einer zeitlichen tektonischen Gliederung des Gebietes. Nach dem Cenoman sei bei jeder dieser orogenetischen Phasen sowohl ein ost—west- wie ein nord—süd-streichender Bauplan erkennbar.

Als Ganzes gesehen ist die Lagerung der Oberkreideschichten der Weyerer Bögen die einer langgestreckten N—S-streichenden und gegen Westen etwas überschlagenen Mulde mit den Liesenschichten im Kern („Unterlaussa-Groß-Raminger Mulde" nach *Lögters;* siehe auch die Profile auf der geologischen Karte in Lit. 6 und 7). Im Westflügel dieser Mulde ist die transgressive Auflagerung der verschiedenen Oberkreideschichten auf den E—W-streichenden und zum Teil axial gegen Osten abtauchenden Faltenzügen (Trias, Jura und Neokom), von unbedeutenden Randverwerfungen im nördlichen Abschnitt abgesehen, erhalten. Die Ostbegrenzung der Mulde ist eine gegen S abklingende westwärts gerichtete Überschiebung. Durch einen Quersattel wird die Mulde in einen nördlichen und südlichen Abschnitt geteilt.

Im südlichen Abschnitt erreicht die Mulde bei Weißwasser (am südlichen Rand des Blattes Weyer 1 : 75.000) ihre größte Breite. Es dürfte hier nicht nur der tiefste Punkt der Mulde liegen — nach *Lögters* sind hier im Muldenkern noch die höchsten Teile der Liesenschichten erhalten —, sondern die Oberkreideschichten greifen im Gebiet des Prefingkogels und Blaberges auch buchtartig gegen Westen aus. Hier und südlich davon (am Sandl) befinden sich die bekannten Bauxitvorkommen von Unterlaussa.

Abb. 1. Geologische Skizze des Gebietes von Weißwasser nach E. Haberfelner (z. T. vereinfacht und in Einzelheiten nach eigenen Begehungen abgeändert). *Grundgebirge: td* Hauptdolomit, *dbr* Dolomitbreccie, *i* Jurakalk. *Oberkreide: B* Bauxit, *lg* Liegendserie, *hp* Hippuritenkalk, *in* Inoceramenmergel, *nt* Nierentaler Schichten. Die Zahlen in den Kreisen bedeuten die Meßstellen einiger Diagramme.

Dieses Gebiet wurde in den Jahren 1945 bis 1949 von *E. Haberfelner* einer genauen Detailkartierung unterzogen, von der eine vereinfachte Karte in Lit. 5 veröffentlicht ist. Ich gebe hier einen nach eigenen Begehungen in einigen Details abgeänderten und ergänzten, zum Teil auch vereinfachten Ausschnitt aus dieser Karte wieder (Abb. 1).

Danach sind in diesem engeren Bereich folgende Schichtglieder vorhanden:

Das *Grundgebirge,* dem die Oberkreide transgressiv auflagert, besteht vorwiegend aus Hauptdolomit (Südflügel des gegen Osten einschießenden Wettersteinkalk-Gewölbes Gamsplan-Krestenberg, östliches Sengsengebirge). Im Bereich zwischen Prefing und Blaberg ist es eine Dolomitbreccie von wechselnder Mächtigkeit mit Geröllen von Quarz und verkieseltem Kalk sowie *darüber* liegende helle geringmächtige Jurakalke (weshalb nach *Haberfelner* diese Dolomitbreccie keinesfalls eine Basalbildung der Oberkreide sein kann, wie *Geyer* und *Lögters* meinten).

Die *Oberkreide* beginnt mit einer Schichtserie, deren liegende Teile durch helle sowie dunkle, bituminöse Kalke (stellenweise mit massenhaften Süßwasser-Gastropoden), die hangenden Partien dagegen durch bräunliche, feinbrecciöse bis sandige Kalke charakterisiert sind. Die letztgenannten Kalke enthalten in einzelnen Lagen bis faustgroße Gerölle von Hornsteinen, Kalken und seltenen Porphyren („Geröllkalke"). Blaugraue kalkige Sandsteine, sandige Schiefertone, graue Mergel wechsellagern mit diesen Gesteinen. Die Schiefertone enthalten vielfach schwache, verschieferte Kohlenflözchen (z. B. im Saigrinntal), die gegen S mächtiger und reiner werden und am Sandl — südöstlich des Saigrinntales — abgebaut wurden (*Freh-Haberfelner,* Lit. 4). Kohlenschmitze sind manchmal auch in den dunklen bituminösen Kalken enthalten (Revier Sonnberg und Prefing). Diese ganze, im wesentlichen limnisch-brackische und maximal 500 bis 600 m mächtige Schichtserie wurde von *Lögters* zusammen mit den darüber folgenden Hippuritenkalken als „eine lokale Bildung der tieferen Untergosau" (Lit. 6, S. 95, und Lit. 7, S. 388) aufgefaßt. Die Untersuchungen *Haberfelners* ergaben jedoch eine bedeutende Diskordanz im Liegenden des Hippuritenkalkes. In Abb. 1 ist das Auskeilen der liegenden Serie gegen Norden bzw. das transgressive Übergreifen der Hippuritenkalke mit den hangenden Inoceramenschichten schön zu sehen. *Haberfelner* trennt daher die unter dem Hippuritenkalk liegende Schichtserie als „sichere Oberkreide, aber vorgosauisch gefaltet und gestört" (Cenoman?, Turon?) von der Untergosau (Hippuritenkalk und Inoceramenschichten) ab. Ich gebrauche hier,

solange die Altersverhältnisse nicht eindeutig geklärt sind, den indifferenten Namen *„Liegendserie"*.

Die *Hippuritenkalke* führen vielfach ein grobes Basalkonglomerat und gehen nach Süden in kalkige, fossilführende Sandsteine über. Sie werden von 400 m mächtigen, grünlich-grauen *Inoceramenmergeln* überlagert.

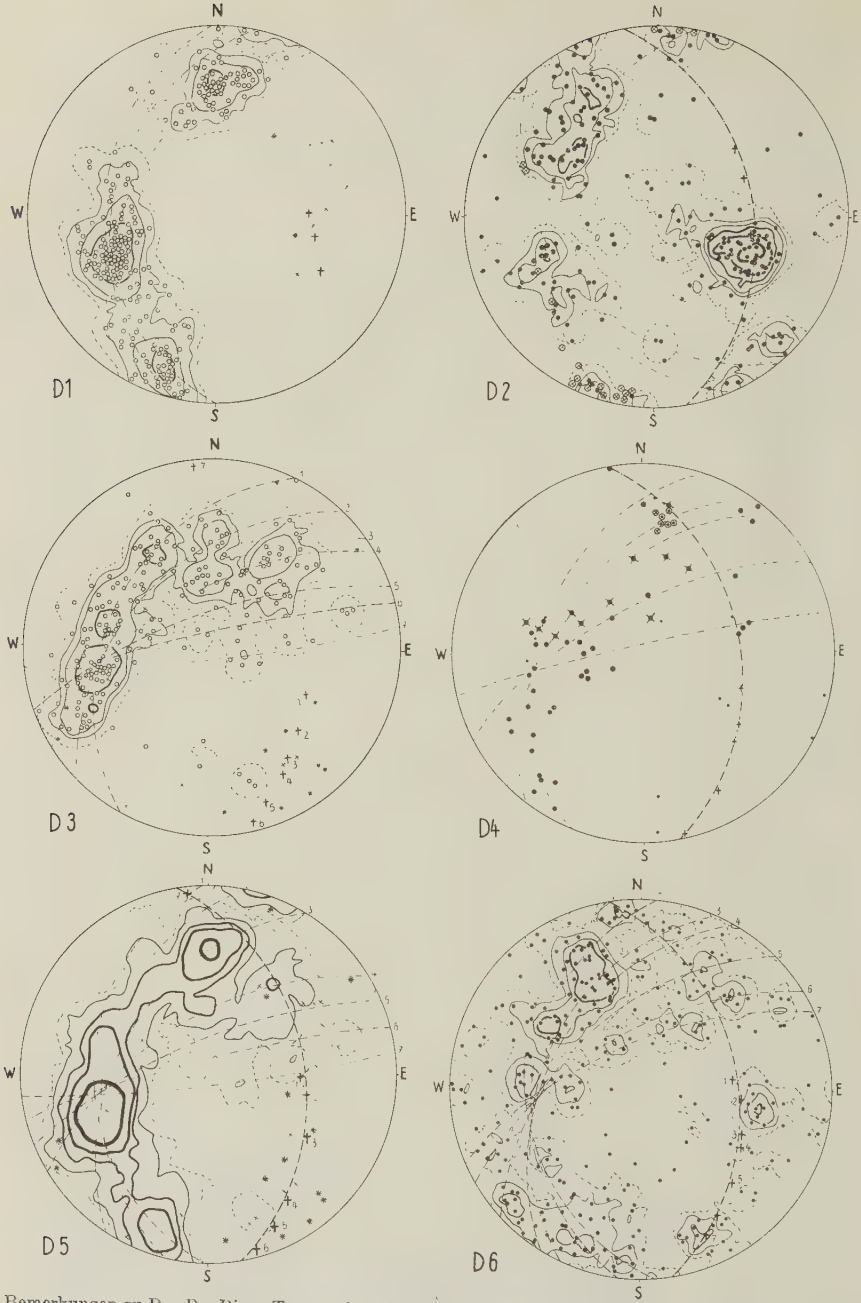
Mit einer deutlichen Diskordanz liegen über diesen, mit Breccien oder groben Sandsteinen beginnend, die *Nierentaler Schichten* (rote und grünliche Mergel) und schließlich mächtige Sandsteine. Nach *Lögters* handelt es sich bei dieser Schichtfolge um Liesenschichten.

Der Bauxit tritt in Form von scheinbar unregelmäßigen Anhäufungen entweder an der Basis der Liegendserie (Reviere Sonnberg, Schwarza, Prefing, Gräser und Blaberg) oder zwischen den liegenden Kalken (Revier Sandl) auf. Das unmittelbare Hangende des Bauxites ist meist Kalk, der manchmal Gerölle führt.

Die folgenden Ausführungen beziehen sich nur auf den Bereich des Saigrintales, auf die Umgebung von Weißwasser sowie auf die Reviere Schwarza, Prefing und Gräser (zum Teil). Die Reviere Sonnberg (zum Großteil schon abgebaut), Blaberg und Sandl wurden von mir bisher noch nicht näher untersucht. Abgesehen von den Grubenauffahrungen kamen mir die frischen Aufschlüsse an den im Bau befindlichen Forststraßen sehr zustatten.

2. Untersuchungen am Flächengefüge des Gebietes.

Sowohl *Lögters* wie *Haberfelner* betonen eine weitgehende tektonische Selbständigkeit der tieferen Oberkreideschichten gegenüber den jüngeren Gesteinen (Nierentaler und Liesenschichten) dieses Gebietes. *Lögters* ist der Ansicht, daß seine „Untergosau" (Liegendserie + Hippuritenkalk + Inoceramenschichten) bei Unterlaussa auf einer vorgosauisch angelegten N–S-streichenden Mulde transgrediert und sieht in den „nord—süd-gefalteten Untergosausedimenten" bei Weißwasser (er meint damit wohl in erster Linie die nord-südstreichenden Inoceramenmergel) eine Auswirkung der älteren laramischen Gebirgsbildung (*vor* Ablagerung der Liesenschichten). *Haberfelner* kam jedoch durch seine sehr eingehenden und auf großem Maßstab durchgeführten Aufnahmen zu dem Ergebnis, daß sich die Schichten mit Bauxit und Kohle – also unsere Liegendserie — im Bauplan an die Krestenberg-Antiklinale anschließen, wie diese „alpidisches" E—W-Streichen zeigen und daß auch die Mächtigkeitskurven in den Bauxitkörpern diesem Streichen entsprechen während die untere Gosau im wesentlichen N—S streicht. Außerdem spielen seiner Ansicht nach flache,



Bemerkungen zu D_1—D_6. Die z. T. nur schwach besetzten und undeutlichen π-Kreise in den Sammeldiagrammen D_1, D_3, D_5 und D_6 wurden aus Diagrammen von Teilbereichen (einzelne Aufschlüsse ober und unter Tage) ermittelt. In D_2 und D_4 umgrenzen die äußersten Großkreise den Streubereich des π-Gürtels.

später gefaltete Störungen und Schollenverdrehungen in der im einzelnen sehr komplizierten Tektonik eine größere Rolle.

Drei solche flach gegen SW fallende Störungen verzeichnet *Haberfelner* im Bereich des Reviers Schwarza; an ihnen soll sich die Drehung des E—W-Streichens im Revier Schwarza in das N—S-Streichen im Revier Prefing vollziehen. Nun wurde mir als erste konkrete Aufgabe von der Betriebsleitung eine möglichst genaue Obertagskartierung dieses Reviers im Maßstab 1 : 500 übertragen. Dabei stellte es sich heraus, daß das im einzelnen zunächst sehr verwirrende tektonische Bild dieses Bereiches im wesentlichen von einer *Faltentektonik* beherrscht wird. Abscherungen einzelner Schichtglieder und tektonische Diskordanzen sind infolge der Inhomogenität des gesamten Schichtkomplexes wohl vorhanden, spielen aber nur eine untergeordnete Rolle. Die Liegendserie und mit ihr der Bauxit ist an Achsen mit wechselnden Streichen (E—W bis NNW—SSE) in den Dolomit eingefaltet; eine gleich alte oder jüngere Querfaltung schien nach dem feldgeologischen Befund diesen Faltenbau verbogen und das oft steile, manchmal aber auch sehr flache Eintauchen der Faltenachsen bewirkt zu haben. Eine besonders tiefe und gegen NE überschlagene Faltung der Oberkreide in den Hauptdolomit befindet sich N unterhalb des Mundloches der Prefing-Unterfahrung (N von „Prefing" in Abb. 1).

Außerdem kam ich durch Befahrung der noch offenen Grubenbaue in den Revieren Schwarza und Prefing und durch das weitere Fortschreiten der Grubenaufschlüsse im Revier Gräser immer mehr

D_1. Saigrinntal-Weißwasser—Schwarza-Klause: alle Schichtflächen (Liegendserie, Hippuritenkalk, Inoceramenmergel).
○ 245 Schichtflächenpole (ausgezählt: 0·8—2·0—4·1—8·2%)
* 2 Faltenachsen
× β (konstruktiv ermittelt)
\+ 3 Zonenachsen
— — — π-Kreise

D_2. Saigrinntal, kalkiger Sandstein mit tonigen Zwischenlagen (Liegendserie).
• 200 Pole von Harnischen und Kluftflächen (ausgezählt: 1—2—3—4—6—8%)
○ 19 Schichtflächenpole
\+ 3 Zonenachsen
— — — π-Kreise
—·—· Großkreuz der Zonenachsen

D_3. Reviere Schwarza und Prefing: alle Schichtflächen und Hangendblätter (Liegendserie, Hippuritenkalk).
○ 196 Pole von Schichtflächen und Hangendblättern (ausgezählt: 1—2—3—6%)
* 12 Faltenachsen
× 7 β (konstruktiv ermittelt)
\+ 4 Zonenachsen
— — — π-Kreise

D_4. Hippuritenkalk, SE Schwarza.
• 58 Harnische (▣ *ein* verbogener Harnisch)
• 12 Klüfte
⊄ 2 Schichtflächen
⊙ 5 Harnische auf Schichtflächen
\+ Zonenachsen
—·—· Großkreuz der Zonenachsen

D_5. Sämtliche Schichtflächen und Hangendblätter in der Oberkreide (Sammeldiagramm von D_1 und D_3).
440 Pole von Schichtflächen und Hangendblättern (ausgezählt: 0·5—1·0—2·0—3·0%)
* 14 Faltenachsen
× 16 β (konstruktiv ermittelt)
\+ 7 Zonenachsen

D_6. Bauxit und Hangendkalk, Revier Prefing.
• 290 Pole von Harnischen und Klüften (ausgezählt: 1·0—1·7—2·4—3·1%)
\+ 4 Zonenachsen
— — — π-Kreise
—·—· Großkreis der Zonenachsen

zu der Überzeugung, daß für die heutige Gestalt und Lage der einzelnen Bauxitkörper weniger die ursprüngliche Form des Untergrundes als die spätere tektonische Verformung maßgebend ist und daß der Bauxit in Form von linear gestreckten Körpern parallel zu den örtlich maßgebenden Faltenachsen auftritt.

Es wurde daher versucht, durch Einmessen von Scher-, Kluft- und Schichtflächen sowie — wenn möglich — von sichtbaren Faltenachsen (bisher insgesamt etwa 6000 Messungen) ein Bild von den in diesem Gebiet vorhandenen Bewegungsplänen zu bekommen (vgl. hiezu Diagramme D 1 bis D 12).

Gemessen wurde sowohl im Hauptdolomit wie in den Oberkreideschichten (Bauxit, Liegendserie, Hippuritenkalk und Inoceramenschichten). Die verschiedenen β wurden auf dem Schmidtschen Netz fast ausschließlich aus den Richtungen der Zonenachsen von π-Kreisen ermittelt. Dort, wo Faltenachsen sichtbar waren, wurden diese entweder direkt eingemessen oder als β konstruktiv gewonnen.

Bei Betrachtung der geologischen Skizze (Abb. 1) gewinnt man den Eindruck, daß in dem ganzen Gebiet Faltenachsen maßgebend sind, die generell gegen SE eintauchen. Um so überraschender ist das Ergebnis einer Zusammenstellung sämtlicher *Schichtflächen*-messungen aus den Oberkreideschichten des Gebietes Saigrintal—Weißwasser—Schwarza-Klause (östlich unterhalb des Reviers Schwarza). Die Pole der Schichtflächen, deren Streichen von E—W bis N—S wechseln (siehe Abb. 1), liegen auf π-Kreisen, deren Achsen mit 50° gegen Osten bzw. 38° gegen ESE einfallen (D_1): von den Faltenachsen und konstruktiv ermittelten β liegen einige im Bereich dieser Zonenachsen, andere fallen gegen ENE bis NE ein. Auf dieser ganzen 2·5 km langen, die Oberkreideschichten querenden Strecke herrscht also ein steilachsiger Faltenbau, dessen Achsen im Mittel *Ost—West* streichen.

Im Gebiet der Reviere Schwarza und Prefing ändert sich das Bild (D_3)[1]. Hier ist zwar ebenfalls eine gegen ESE einfallende Zonenachse tautozonarer Schichtflächen erkennbar, daneben aber auch andere Zonenachsen, die SE und SSE streichen, wobei der Neigungswinkel der Achsen immer flacher wird, je mehr sich das Streichen der N—S-Richtung nähert. Etwa N 10° W streichende

[1] Dieses Diagramm enthält neben Schichtflächen aus Grubenaufschlüssen des Revieres Prefing auch die Grenzflächen Bauxit-Hangendkalk („Hangendblätter"), welche dort sehr scharf entwickelt sind und parallel zur Schichtung im Kalk liegen.

Achsen liegen söhlig [1]. Faltenachsen und β häufen sich im SSE-Sektor.

D_5 ist nun ein Sammeldiagramm *sämtlicher* im ganzen Gebiet eingemessener Schichtflächen und „Hangendblätter". Alle aus Teildiagrammen ermittelten Zonenkreise (es sind nur einige davon eingezeichnet) schneiden sich ungefähr in einem Punkt, die Durchstoßpunkte der Zonenachsen liegen daher auf einem Großkreis. Die eingemessenen Faltenachsen und β befinden sich mit ihren Durchstoßpunkten zum größeren Teil in der Nähe dieses Großkreises [2].

Die Faltenachsen des Gebietes liegen somit in einer Ebene und sind um eine senkrecht darauf stehende Symmetrieachse, welche mit 40° gegen WSW geneigt ist, *gedreht*.

Diesen drei regionalen Schichtflächendiagrammen sind drei lokale Diagramme von Scher- und Kluftflächen gegenübergestellt. D_2 stammt aus einem Aufschluß von kalkigem Sandstein mit tonigen Zwischenlagen (Liegendserie) im Saigrinntal (siehe Abb. 1). D_4 aus dem Hippuritenkalk SE Schwarza, D_6 ist ein Sammeldiagramm aus dem Bauxit und Hangendkalk des Reviers Prefing. Alle drei Diagramme zeigen π-Kreise, die um dieselbe Symmetrieachse gedreht sind wie die π-Kreise der Schichtflächen. Besonders deutlich ist dies in D_6 zu sehen. Das ausgeprägte Polmaximum im ESE-Sektor von D_2 (40 bis 60° WNW fallende Flächen, zum Teil stark ausgeprägte Harnische) sind ac-Flächen zu dem am stärksten besetzten π-Kreis, auf dem auch die Schichtflächenpole (nicht ausgezählt) liegen [3]. Die schwächeren Polmaxima im SSE- und E-Sektor auf D_6 dürften ebenfalls ac-Flächen entsprechen. Auf D_4 sind Harnische (Flächen *mit* Rillung) und gewöhnliche Klüfte (Flächen *ohne* Rillung) unterschieden.

Diese (und andere, hier nicht wiedergegebene) Diagramme zeigen deutlich, daß in den Oberkreideschichten des Gebietes die Scherflächen und Klüfte vorwiegend als h0l-Flächen und (in geringerem Maße) als ac-Flächen entwickelt sind, wobei die Zonenachsen der h0l-Flächen mit den Zonenachsen der Schichtflächen zusammenfallen. Mit anderen Worten: Der Faltenbauplan des Gebietes tritt im Gestein auch als Zerscherungsplan in Erscheinung.

[1] π-Kreis 6 ist in dem Teildiagramm aus dem Prefingstollen 3 sehr deutlich ausgeprägt.

[2] Andere Faltenachsen und β liegen auf Zonenkreisen der Schichtflächen, vor allem auf Zonenkreis 4.

[3] Die Pole dieser ac-Flächen liegen auf dem Polgürtel des zweiten Systems von Beanspruchungsplänen (siehe unten), das auf diesem Diagramm nur schwach angedeutet ist. Es kann daher nicht überraschen, wenn diese Reißklüfte zum Teil als Harnische entwickelt sind.

Bemerkungen zu D_7—D_{12}. Der Kleinkreis in D_8, D_9, D_{10} und D_{12} entspricht einem Winkel von 30° um den Durchstoßpunkt der Symmetrieachse herum. In D_8 bezeichnen die beiden äußersten Großkreise die (mögliche) Begrenzung des breiten π-Gürtels. In D_{10} ist ein π-Kreis zu streichen.

Die von *Sander* als Rupturen bezeichneten Flächen — aber natürlich nur gemeinsam mit den Schichtflächen und den sichtbaren Faltenachsen (B) — können daher hier auch zur tektonischen Analyse herangezogen werden. Ähnliche Erfahrungen konnte ich auch in anderen Gebieten der nördlichen Kalkvoralpen (Lunz, Gaming, Lilienfeld) machen.

Es ist aber in dem untersuchten Gebiet neben diesem System von Falten- und Zerscherungsachsen *(System 1)* auch noch ein zweites System von Beanspruchungsplänen vorhanden *(System 2)*. In D_7 sind die Pole von Schicht-, Scher- und Kluftflächen eingetragen, welche in einem größeren Aufschluß im Saigrinntal, etwa 350 m SE von D_2, eingemessen wurden (kalkige Sandsteine mit Mergel- und Kohlenzwischenlagen sowie Geröllkalke der Liegendserie). Die Schichtflächenpole bilden zusammen ein mit 50° SE fallendes β, das dem oben geschilderten gedrehten Faltungs- und Zerscherungsplan entspricht. Die Pole der Harnische und Klüfte liegen aber zum überwiegenden Teil auf einem breiten Gürtel mit generell gegen SW fallender Zonenachse. Noch deutlicher wird dies bei Betrachtung von D_8, welches nur die gewöhnlichen Klüfte (*ohne* Rillung) von D_7 enthält. Durch je drei der verschiedenen Polmaxima *können* Großkreise gelegt werden, deren Achsenpunkte auf einem Kleinkreis um den Durchstoßpunkt der Symmetrieachse von System 1 angeordnet sind. Mit anderen Worten: Es hat den Anschein, als ob die Achsen dieses zweiten, sehr ausgeprägten Zer-

D_2. Saigrinntal, kalkiger Sandstein mit Zwischenlagen von Mergel und Kohlenflözchen, Geröllkalk.
● 406 Harnische und Klüfte
— (ausgezählt 0·5—1·0—2·0—3·0%)
⊗ 49 Schichtflächen
* Symmetrieachse
— — — π-Kreise

D_9. Schwarza-Hauptstollen, Querschlag 2; Hauptdolomit, unmittelbar unter dem Bauxit.
● 12 Harnische im Dolomit
• 20 Klüfte
· 48 Kleinklüfte
☆ 6 Auflagerungsflächen des Bauxits a. Dolomit
* Symmetrieachse
\+ 2 Zonenachsen
— — — π-Kreise

D_{11}. Schwarza-Hauptstollen; Hauptdolomit (Sammeldiagramm).
• 459 Pole von Harnischen, Klüften u. Kleinklüften (ausgezählt: 0·7 — 1·1 — 1·5 — 2·0 — — 2·6 — 3·5%)
⊗ 8 Schichtflächen
— — — π-Kreise
—·—·— Großkreis der Zonenachsen von System 1

D_8. D_7 ohne Harnische.
• 226 Klüfte
(ausgezählt: 0·8—1·2—2·0—2·8—4·0%)
\+ 5 Zonenachsen
* Symmetrieachse
— — — π-Kreise

D_{10}. Prefing-Unterbaustollen; Hauptdolomit. Störungszone mit rotem und grünem bauxitischem Ton zwischen Verm. Punkt 28 und 29.
• 3 Harnische im Dolomit
• 71 Kleinklüfte im Dolomit
◙ 30 Harnische an der Grenze Dolomit—Ton
◯ 2 Harnische im Ton
○ 12 Klüfte im Ton
* Symmetrieachse
\+ 2 Zonenachsen
— — — π-Kreise

D_{12}. Almstollen (Revier Gräser); Bauxit.
• 219 Harnische im Bauxit
(ausgezählt: 0·8—1·2—2·0—2·8—4·0%)
⊙ 29 Harnische an der Grenze Bauxit—Dolomit
\+ 10 Zonenachsen
— — — π-Kreise
—·—·— Großkreis der Zonenachsen von System 1

scherungssystems ebenfalls um die Symmetrieachse gedreht wären und dabei mit dieser einen Winkel von etwa 35° einschließen.

D_9 ist ein Teildiagramm von Harnischen, Klüften und Kleinklüften [1], die im Hauptdolomit des Schwarza-Hauptstollens unmittelbar unter der Auflagerungsfläche des Bauxites (welche hier sehr flach liegt) eingemessen wurden. Die Achsen des deutlichen π-Gürtels, auf dem auch die Pole der Auflagerungsflächen des Bauxits liegen, schließen mit der Symmetrieachse von System 1 denselben Winkel von etwa 35° wie in D_8 ein. D_{10} enthält die Harnische und Klüfte einer vom Prefing-Unterbaustollen im Hauptdolomit durchfahrene Störungszone, die mit rotem und grünem bauxitischem Ton ausgefüllt ist. Der Bauxit liegt an dieser Stelle etwa 100 m höher. In diesem Diagramm schließen die Achsen der π-Kreise mit der Symmetrieachse von System 1 einen Winkel von nur 30 bis 32° ein. Diese beiden Diagramme zeigen auch, daß die Kleinklüfte des Hauptdolomits sowohl h0l- wie ac-Flächen sein können.

D_{11} ist ein Sammeldiagramm sämtlicher im Hauptdolomit des Schwarza-Hauptstollens eingemessenen Harnische, Klüfte und Kleinklüfte. Es zeigt, wenn auch weniger deutlich, *beide* Beanspruchungssysteme: Die π-Kreise, die sich in einem Punkt schneiden — es ist wieder der Durchstoßpunkt der Symmetrieachse von System 1 —, und die SW-fallenden Zonenachsen, welche mit dieser Symmetrieachse wie in D_8 und D_9 einen Winkel von 35° einschließen.

In D_{12} schließlich sind Harnische eingetragen, die im Bauxit des Almstollens (Revier Gräser) eingemessen wurden. Hier sind die beiden Systeme sehr deutlich ausgeprägt. Nur die Winkel sind andere: Die Symmetrieachse von System 1 ist stärker gegen WSW geneigt (50°), das maximale Einfallen der Zonenachsen des Systems 1 gegen Osten ist daher etwas flacher (40°) und die Achsen von System 2 schließen mit der Symmetrieachse einen Winkel von nur 25° ein.

Zusammenfassung.

Schon die bisherigen Gefügestudien zeigen, daß Kartierungsarbeit *allein* — und sei sie noch so genau — nicht imstande ist, die Tektonik dieses Teilbereiches der Weyerer Bögen eindeutig zu klären. Es ist weder möglich, alle Erscheinungen nur auf zwei sich überlagernde Bewegungskomponenten (Süd—Nord und Ost—West) zurückzuführen *(Lögters)* oder Bereiche mit „alpidischem" E—W-

[1] Für den Dolomit typische Klüfte, die das Gestein nur maximal 20 bis 30 cm weit durchsetzen.

Streichen streng von solchen mit N—S-Streichen innerhalb der Oberkreideschichten zu trennen *(Haberfelner)*, noch entspricht es den Tatsachen, wenn man die verschiedenen Richtungen und Neigungen der in Aufschlüssen erkennbaren oder dem geologischen Kartenbild ablesbaren Faltenachsen entweder durch eine spätere Verbiegung oder Verstellung derselben *(Ruttner)* oder durch eine „torsionsartige Beanspruchung einzelner größerer Schollen" erklären will *(Haberfelner)*.

Es ist vielmehr ein ganzes *Bündel von Faltenachsen* vorhanden, deren verschiedene Lagen im Raum alle Übergänge von verhältnismäßig steilem Ost-Fallen bis söhligem Nord—Südstreichen aufweisen. Sie liegen alle in einer mit 50° gegen ENE (N 80° E) geneigten Ebene und sind in dieser um eine darauf senkrecht stehende (mit 40° gegen WSE geneigte) Symmetrieachse rotiert. Da ihnen auch ein Bündel von Achsen tautozonarer Kluft- und Harnischflächen (h0l-Flächen) entspricht, handelt es sich dabei um Achsen von Verfaltungs- *und* Zerscherungsplänen *(System 1)*. Es ist dies zweifellos ein Fall eines „B′ schief B-Gefüges", also das Abbild *eines* tektonischen Aktes, entspricht aber nicht ganz dem von *Sander* beschriebenen Typus einer „digyralen Tektonik" (Überlagerung von tangentalen Einengungen in verschiedenen Richtungen auf der Erdoberfläche, Lit. 9, S. 180 f.), da in unserem Fall die Symmetrieachse nicht lotrecht zur Erdoberfläche steht.

Die Achsen des *Systems* 2 sind ausschließlich Zonenachsen tautozonarer Kluft- und Harnischflächen; sie scheinen ebenfalls um die Symmetrieachse des Systems 1 rotiert zu sein, stehen aber auf dieser nicht senkrecht, sondern bilden mit ihr einen Winkel von 25° bis 35°. Es ist durchaus möglich, daß es sich um ein zusätzliches B′ ⊥ B-Gefüge zu System 1 handelt, da fast zu jeder Achse des Systems 1 eine dazu senkrechte Achse des Systems 2 gefunden werden kann (siehe besonders D 12).

Beide Systeme von Bewegungsplänen konnten im Hauptdolomit, im Bauxit, in der „Liegendserie" im Hippuritenkalk und in den Inoceramenschichten nachgewiesen werden. Von einer „vorgosauischen Faltung" der Liegendserie kann daher nicht gesprochen werden. E—W und N—S streichende Faltenachsen (sowie alle Übergänge zwischen diesen Richtungen) sind ungefähr gleich alt und sicher jünger als die „Untergosau"-Schichten (Emscher bis unterstes Senon nach *Lögters*). Ob die Nierentaler bzw. Liesenschichten von diesen Bewegungen noch betroffen wurden, konnte mangels geeigneter Aufschlüsse bisher nicht untersucht werden. Bemerkenswert ist, daß bis jetzt im Hauptdolomit keine Bewegungspläne festgestellt

werden konnten, die nicht auch noch in den tieferen Oberkreideschichten nachweisbar wären.

Eine weitergehende genetische Deutung der Ergebnisse ist derzeit noch verfrüht. Es muß vor allem noch untersucht werden, ob diese merkwürdige Tektonik nur eine lokale Erscheinung für das Gebiet von Weißwasser darstellt oder für größere Bereiche der Weyerer Bögen maßgebend ist und wie sie sich zu jener der Nachbargebiete im Westen und Osten verhält.

Für das Bergbaugebiet Unterlaussa bedeuten aber auch schon diese vorläufigen Ergebnisse eine wesentliche Klärung der recht komplizierten tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes. So kann z. B. jetzt der ständige Wechsel von verhältnismäßig steil gegen Ost bis Südost eintauchenden und fast söhlig liegenden, etwa Nord—Süd streichenden Faltenachsen (und stengelig gestreckten Bauxitanhäufungen) in den Revieren Schwarza, Prefing und Gräser nicht mehr überraschen.

Darüber hinaus hoffe ich mit diesem Bericht gezeigt zu haben, daß derartige Gefüge-Untersuchungen geeignet sind, etwas mehr Licht in die noch keineswegs geklärte „Weyerer Tektonik" zu bringen.

Literatur.

1. *Ampferer, O.*, Geol. Spezialkarte 1 : 75.000, Bl. Admont-Hieflau, 1933. — 2. *Geyer, G.*, Geol. Spezialkarte 1 : 75.000, Bl. Weyer, 1912. — 3. *Geyer, G.*, Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstal. Jb. G. R. A. 1909. — 4. *Freh, W.*, und *E. Haberfelner*, Ein alter Gagatbergbau in Oberösterreich. Jb. d. Oberöst. Musealvereins, Linz, *95*, 1950. — 5. *Haberfelner, E.*, Zur Genesis der Bauxite in den Alpen und Dinariden. Berg- u. Hüttenm. Monatsh. *96*, 1951. — 6. *Lögters, H.*, Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyerer Bögen — Buch-Denkmal). Mitt. aus d. Geol. Staatsinstitut in Hamburg, Heft XVI, 1937 (mit geol. Karte und Profilen sowie einem ausführlichen Literaturnachweis). — 7. *Lögters, H.*, Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold-v.-Buch-Denkmals. Jb. d. Oberöst. Musealver. *87*, 1937 (Karte, Profile, Literaturnachweis). — 8. *Ruttner, A.*, Aufnahmsbericht für 1952. Verh. GBA. 1953. — 9. *Sander, B.*, Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I. Teil, Wien-Innsbruck, 1948.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Hamburg.

Zur Darstellung des Regelungsgrades eines Gefüges.

Von

F. K. Drescher-Kaden.

Mit 14 Textabbildungen.

(Eingelangt am 23. Mai 1953.)

Es ist bisher nicht gelungen, Größe und Richtung der an einem Körperelement eines mechanisch beanspruchten Gesteinsbereiches angreifenden Kräfte eindeutig zu bestimmen. Die Gründe hiefür sind unter anderem zu entnehmen: *W. Schmidt*, „Tektonik und Verformungslehre", Berlin, 1934. Anderseits ist es aber wichtig und wünschenswert, relative Vergleiche über die Größe des Beanspruchungszustandes verschiedener Gesteinsbereiche, wenn auch nicht durch Zahlenangaben der wirksamen Kräfte, so doch durch quantitative Erfassung der erzeugten Gefügeregelung — also durch vergleichende Darstellung der Wirkung der beanspruchenden Kräfte — wie sie in der geometrischen Anordnung der Kornarten zum Ausdruck kommt, anstellen zu können.

Die übliche Darstellung der Gefügeregelung durch Lagenkugel und Dichteplan kann auf zweierlei Weise wirkungsvoll ergänzt werden: erstens durch die Angabe des *Regelungsgrades* einer Kornart, zweitens durch die Angabe der Größe des Bereiches, in dem der gefundene Regelungszustand herrscht, dargestellt durch die in der Flächen- (oder Raum-) Einheit vorhandene Gesamtzahl einer Kornart (= *Verteilungsdichte*. Über diese zweite Möglichkeit soll an anderer Stelle berichtet werden).

Der Begriff *Regelungsgrad* kann definiert werden als das Zahlenverhältnis der auf der Lagenkugel in bestimmten Raumlagen eingeregelten Körner einer Kornart zur Gesamtzahl der — im betrachteten Bereich — vorhandenen Kornart. Dieses Zahlenverhältnis läßt sich am übersichtlichsten überblicken durch die vergleichende Darstellung der „Flächen verschiedener Besetzungsdichte", die auf der azimutalen flächentreuen Projektion durch Auszählen der Polpunkte erhalten worden sind. Denn da das Regelungsbild einer Kornart auf

dem „Dichteplan" dadurch entsteht, daß die Menge der die einzelnen Gefügekörner darstellenden Punkte in Beziehung zur Größe des zugehörigen Flächenstückes gesetzt werden, auf dem sie liegen (Flächen gleicher Besetzungsdichte), so kann man durch ein vergleichendes Nebeneinanderstellen der Flächenstücke *verschiedener* Besetzungsdichte eine diagrammatische Darstellung des Regelungsgrades erhalten.

Die verschiedenen Flächen gleicher Besetzungsdichte wurden bisher im Dichteplan nach ihrem Prozentgehalt an Polpunkten eingeteilt. Man unterschied danach eine Flächenbesetzung von 0 bis $^1/_2$%, von $^1/_2$ bis 1%, von 1 bis 2% usw. der Gesamtzahl gemessener Polpunkte. Diese Flächen gleicher Besetzungsdichte werden im folgenden mit „Flächenklassen" bezeichnet. Und zwar entspricht die Flächenklasse I einer Besetzungsdichte von 1%, II einer solchen von 2% usw. Flächen mit einer Besetzungsdichte *unter* 1% werden als Flächenklasse „0" bezeichnet.

Will man zur Feststellung des Regelungsgrades die Flächenklassen miteinander vergleichen, so muß man ihren jeweiligen Flächeninhalt kennen. Dies erreicht man durch Ausmessen des Dichteplanes mit einem Planimeter [1]. Legt man die so erhaltenen Flächenstücke nebeneinander oder bringt sie als konzentrische oder exzentrische Kreise oder ineinandergestellte Quadrate zur Darstellung, so läßt sich das prozentuale Größenverhältnis der Flächenklassen direkt übersehen [2].

Übersichtlicher erscheint jedoch eine Darstellungsart, *welche sich ebenfalls wieder der Lagenkugel bzw. deren flächentreuer Projektion* bedient, da das Auge an die Flächenverhältnisse der üblichen flächentreuen Darstellung besser gewöhnt ist. Hiezu trägt man die mit dem Planimeter gemessenen Flächenareale des Dichteplanes in die flächentreue Projektion ein und erhält so den „Flächenklassenplan", der natürlich nur die Größe der die Dichte der Besetzung repräsentierenden Flächenareale gibt, aber nichts mehr über die Raumorientierung auf der Lagenkugel aussagt. Das Wichtigste dabei ist, daß hier mit den gleichen Flächenstücken operiert wird, welche

[1] *B. Sander* hat schon vor Jahren darauf hingewiesen, daß der Regelungsgrad eines Gefüges durch Ausplanimetrieren der Gefügediagramme dargestellt werden könne.

[2] Von *O. Mellis* (Gefügediagramme in stereographischer Projektion. T. M. [Z. Kryst. B] N. F. *53* [1942], S. 330) wurde mit Recht darauf verwiesen, daß die azimutale flächentreue Projektion (*Lambert*, 1772) keineswegs wie vielfach angenommen, verzerrungsfrei abbilde. Da sie jedoch streng flächentreu ist und für unseren vorliegenden Zweck Vergleichungen von Flächen*inhalten* vorgenommen werden, sind keine Fehler, die in der Methode liegen, zu berücksichtigen.

bereits auf dem die Regelung des Gefüges repräsentierenden Dichteplan vorhanden waren und die nur in einer anderen übersichtlicheren und Vergleiche zulassenden Gruppierung wiedergegeben werden. Man benutzt nach dieser Methode das flächentreue Netz der Lambertschen azimutalen Projektion selbst wieder, unter der

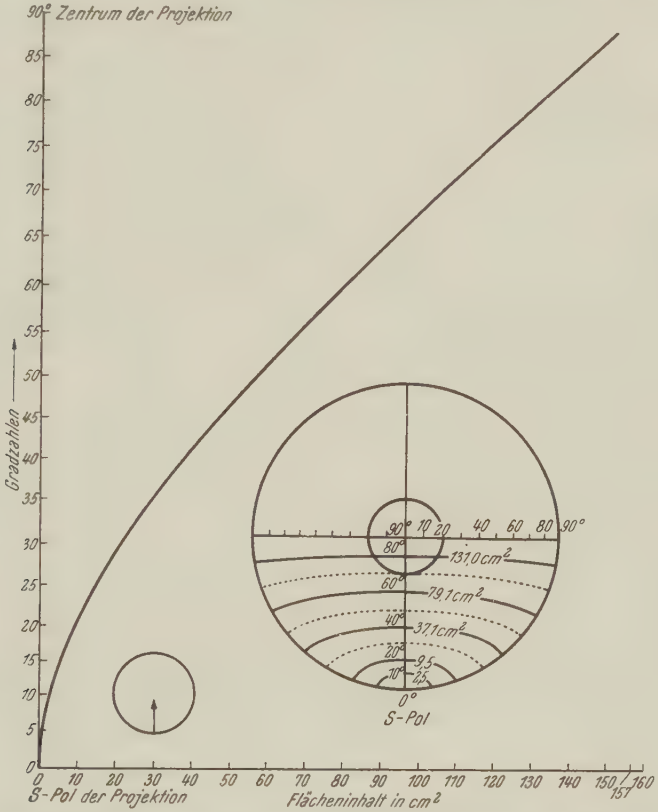


Abb. 1. Kurve der Inhaltsänderung der Kleinkreise des flächentreuen Netzes in Abhängigkeit vom Polabstand (Gradzahlen 0—90°). Die Zahlen an den Kleinkreisen beziehen sich auf die Abmessungen eines käuflichen Netzes. — Zur Zeichnung der Kurve dienten die folgenden, *gerechneten* Elemente eines flächentreuen Netzes von r = 10 cm.

Polhöhen:	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
Inhalte:	2·38	9·47	21·05	36·74	55·98	73·54	103·35	129·80	157·08 cm²

Vorstellung, daß Nordpol oder Südpol der Projektion zur Eintragung der Maxima am geeignetsten sind, auf welche sich dann äquatorwärts die Felder geringerer Besetzungsdichte anschließen. Man erhält auf solche Weise eine leicht übersehbare Anordnung der Flächen verschiedener Besetzungsdichte („Flächenklassen-Plan"), ohne daß wesentliche Verzerrungen zu den an sich schon vorhandenen

und im Wesen der Methode liegenden hinzukommen. (Vgl. hiezu die Tabellen der Inhalte der zentralen polaren Kleinkreise.)

Für die Messungen wird das käufliche flächentreue Netz von 10 cm Radius so vorbereitet, daß man auf ihm den Inhalt der zirkumpolaren, auf der Projektion durch Kleinkreise begrenzten Flächenareale vom Nord- oder Südpol zum Zentrum fortschreitend planimetriert oder berechnet [1]. Die gemessenen Flächeninhalte werden als Funktion des Polabstandes in einer Kurvendarstellung wiedergegeben derart, daß jedem Winkelabstand auf dem N—S-Durchmesser des Netzes der Inhalt der durch den zugehörigen Kleinkreis umschlossenen Fläche zugeordnet werden kann (Abb. 1). Die Elemente der Kurve für ein flächentreues Netz mit dem üblichen Durchmesser von 20 cm finden sich in der Erklärung zu Abb. 1.

Die Herstellung eines solchen „Flächenklassen-Planes", kurz *Flächenplanes,* geschieht auf folgende Weise: Das Gefügediagramm, dessen Regelungsgrad dargestellt werden soll, wird entlang seiner Isolinien mit einem Planimeter ausgemessen und die erhaltenen Flächenareale der Flächen gleicher Besetzungsdichte in der soeben geschilderten Weise auf einem flächentreuen Netz aufgetragen.

Man beginnt mit der Isolinie, die das Gebiet der Besetzungsdichte „0—½%" gegen „1%" trennt, vermißt also zunächst das Gesamtflächenareal des besetzten gegen unterbesetztes Gebiet. Indem man fortlaufend das von der nächsten Isolinie umschlossene Flächenareal vermißt und den erhaltenen Wert von dem zuvor gemessenen subtrahiert, erhält man die Flächengrößen der Gebiete steigender Besetzungsdichte von 0, 1, 2, 3 usw. Prozent („Flächenklassen" 0, I, II, III usw.) in Quadratzentimetern.

Mit diesen Werten geht man in die Kurve ein, die man durch Ausmessung oder Berechnung der zentralen Kleinkreise des flächentreuen Netzes erhalten hat und bekommt damit die zu den gemessenen Flächenarealen in Quadratzentimetern gehörenden Winkelwerte (- Gradzahlen auf dem N—S-Durchmesser des flächentreuen Netzes).

Diese Winkelwerte trägt man nunmehr auf dem Flächenplan vom Zentrum aus zu den Polen hin ab und zieht die dazu gehörenden Kleinkreise. Diese haben den gleichen Inhalt wie die planimetrierten Flächenklassen des ursprünglichen Dichteplanes. Schließlich rechnet man die Flächenareale in Prozente um und notiert diese auf den zugehörigen Arealen des Flächenplanes.

Das erhaltene neue Diagramm ermöglicht den Vergleich des Regelungsgrades unterschiedlicher Gesteinsbereiche, gibt aber auch Fingerzeige über die genetische Bedeutung der Größe der Areale der einzelnen Flächenklassen ein und desselben Diagramms. Stark geregelte Gefüge zeigen eine Zusammendrängung (und Verkleinerung)

[1] Die Flächeninhalte der (verzerrten) Kleinkreise am N- oder S-Pol sind in der flächentreuen azimutalen Projektion inhaltsgleich mit den entsprechenden (unverzerrten) Kleinkreisen um das Projektionszentrum und können daher aus diesen leicht berechnet werden.

der Flächenklassen nach den Polen hin, schwache Regelung zeigt eine Auflockerung äquatorwärts. Ein solcher Dichteplan dient, wie bereits hervorgehoben, nur zur vergleichsweisen Gegenüberstellung und objektiven Abschätzung der Flächenklassen. Daher hat es sich auch als vorteilhaft erwiesen, nicht nur die eine Hälfte der Projektionsfläche, also die obere oder untere Hälfte des flächentreuen Netzes, zu benutzen, sondern von beiden Polen aus die Flächen-

Abb. 2a. 320 Quarzpole, Itakolumit, Prov. Goyaz, Brasilien.

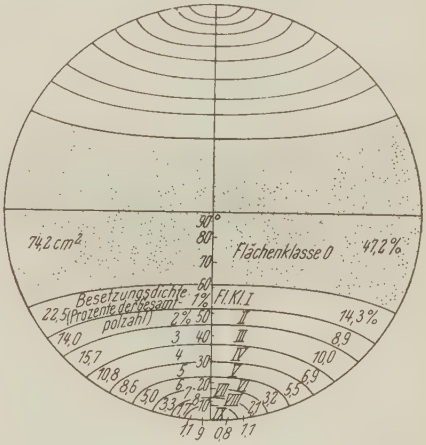


Abb. 2b. 230 Quarzpole, Flächenplan, Kleinkreise polar.

begrenzungen einzutragen. Damit ergibt sich naturgemäß ein bilateral-symmetrisches Bild, das zur Vergleichung des Regelungsgrades von S-Gefügen oder Gürtelgefügen besonders geeignet ist und den schnellen Überblick über die quantitativen Beziehungen verschiedener Diagramme sehr erleichtert.

Als Beispiel möge der Flächenplan eines Itacolumit-Quarzkorndiagramms aus dem Dichteplan entwickelt werden (Abb. 2 a). Die Planimetrierung der Diagrammfläche (314·1 cm² bei r = 10 cm) ergibt für das unterbesetzte Areal 148·4 cm², für das besetzte Areal 165·7 cm². Die weitere Aufgliederung hat folgendes Ergebnis:

	Unterbesetzt 148·4 cm²	Besetzt 165·7 cm²								= 165·7 cm²
1. Flächen verschiedener Besetzungsdichte		1 45·0	2 28·0	3 31·4	4 21·6	5 17·2	6 10·0	7 6·6	8 3·5	9% 2·4 cm² = 165·7 cm²
	: 2	74·2	22·5	14·0	15·7	10·8	8·6	5·0	3·3	1·7	1·2 cm² = 157·0 cm²
2. Flächenprozente (Flächenklassen 0—IX)	47·2	14·3	8·9	10 0	6·9	5·5	3·2	2·1	1·1	0·8	

Die Eintragung der gemessenen Flächen in die Projektion mit Hilfe der Kurve Abb. 1 ergibt den Flächenplan Abb. 2 b. Aus ihm ist erstens die Größe der einzelnen Flächen verschiedener Besetzungsdichte in Quadratzentimetern, zweitens der prozentuale Anteil dieser Flächen, also das Flächenareal der Flächenklassen in Prozenten (Flächenprozente) zu ersehen. Vergleicht man diesen Flächenplan mit demjenigen eines anderen Quarzgefüges vom gleichen Typus

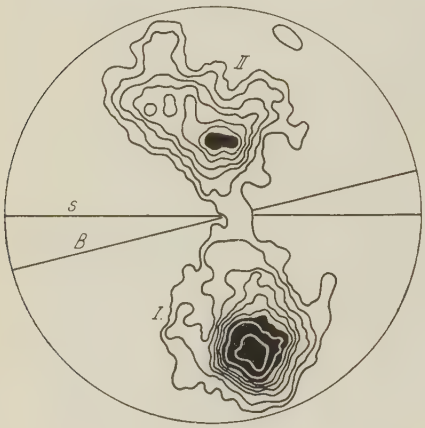


Abb. 3a. 307 Quarzpole, Itakolumit, Prov. Goyaz.

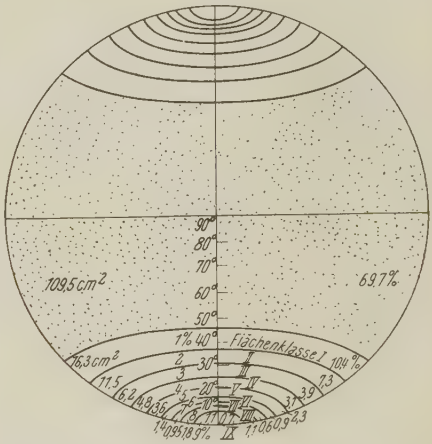


Abb. 3b. 307 Quarzpole, Flächenplan, Kleinkreise polar.

(Abb. 3 a und b), so sieht man ohne weiteres, daß sich auf die bisher beschriebene Weise Regelungsbilder quantitativ vergleichbar darstellen lassen, selbst wenn, wie hier geschehen, die Diagramme zweier Schnittlagen verschiedener Bereiche miteinander verglichen werden.

Beide Darstellungsarten zeigen, daß die Flächen verschiedener prozentualer Besetzungsdichte auf dem Flächenplan in ihrer Größe und — was wichtiger ist — ihrer gegenseitigen Beziehung voneinander unterscheidbar dargestellt werden können. Auf diese Weise gelingt die vergleichsweise Wiedergabe des Regelungsgrades. In den Flächenplänen Abb. 2 b und 3 b der Diagramme 2 a und 3 b ist die polare Darstellung (um N- und S-Pol der Projektion) gewählt worden. Bei kreisförmig ausgebildeten Maxima, wie im Diagramm 3 a, kann jedoch auch eine zentrale Darstellung von Wert sein, wie sie im Flächenplan Abb. 4 erscheint, ferner dann, wenn man unverzerrte Flächen, wie es bei konzentrischen Kreisen der Fall ist, zu Vergleichszwecken benötigt.

Man wird allgemein bestrebt sein, die polare oder zentrale Form des Flächenplans dem Ausgangsdiagramm anzupassen, B- oder S-

Diagramme werden zweckmäßig in der polaren, kreisförmige oder zentral gelegene Maxima in der zentralen Form wiedergegeben. Will man die Anordnung der Flächen gleicher Besetzungsdichte um ein irgendwie gelagertes Maximum entsprechend dessen Raumlage darstellen, so sind selbstverständlich alle Rotationen vom S-Pol der Projektion bis zum Zentrum des Maximums möglich.

Was jedoch nicht ohne weiteres gelingt, ist die Sichtbarmachung geringer Größenunterschiede der einzelnen Flächenklassen auf dem Flächenplan.

Das kann zusätzlich auf die folgende Weise geschehen. Man trägt auf denjenigen Gradzahlen des N—S-Durchmessers der Projektion (als Abszisse), welche den gemessenen Flächeninhalten der einzelnen Flächenklassen entsprechen (Abb. 1), Lote auf, deren Längen *den Inhalt der zugehörigen Flächenklasse* in Quadratzentimetern oder deren Prozentzahlen repräsentieren.

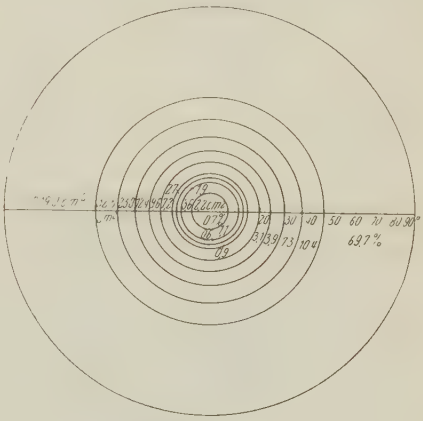


Abb. 4. 307 Quarzpole, Flächenplan, Kleinkreise zentral.

Die Lote werden zweckmäßig an der rechten Grenze der Fläche, deren Prozentgehalt sie darstellen, angeordnet. Zur besseren Übersicht verbindet man sie durch einen „Polygonzug" (Abb. 5), welcher mangels einfacher Beziehung zwischen den Koordinatenwerten nur die Bedeutung einer „optischen" Hilfslinie zur besseren gegenseitigen Unterscheidung der Prozentzahlen hat [1].

An sich repräsentieren die Streckenlängen auf dem horizontal gelegten N—S-Durchmesser bereits die Inhalte der Flächen gleicher Besetzungsdichte (Flächenklassen) in Quadratzentimetern, da sich ja (siehe Abb. 1) die Abschnitte auf dem N—S-Durchmesser als Funktion der Flächeninhalte darstellen lassen. Weil aber die Längen aneinandergelegter Strecken durch einfache Betrachtung nicht scharf genug unterschieden werden können, wurde die Darstellung durch Lote gewählt, deren Längen dem Prozentgehalt des repräsentierten Flächenstückes entsprechen. In jedem Fall ist damit auf der horizontalen Koordinate der Flächeninhalt („Gradzahlen"), in der vertikalen Richtung der Inhalt selbst in Prozenten dargestellt. (Kurve der Flächenprozente.)

[1] Der Regelungsgrad läßt sich natürlich auch als Kurve der Flächengrößen der einzelnen Flächenklassen darstellen. Das würde aber bedeuten, daß man auf die Darstellung des „Flächenplans" zu verzichten hätte — auf den sich die Lotdarstellung (Abb. 5) ja direkt bezieht, und gerade dieser scheint mir für die Beurteilung eines Gefüges besonders charakteristisch und bedeutungsvoll.

Ein solcher „Polygonzug" der Flächenprozente läßt die Größenbeziehungen zwischen den Flächen verschiedener Besetzungsdichte bedeutend klarer hervortreten, als es der einfache „Flächenplan" vermag [1]. Insbesondere sind durch den Verlauf einer solchen „Kurve" der Flächenprozente, durch ihren flachen oder steilen Anstieg, durch „Rückschläge" oder kontinuierlichen Kurvenanstieg, Einzelheiten des Gefügeaufbaues ersichtlich, wie sie auf keine andere Weise erkennbar gemacht werden können.

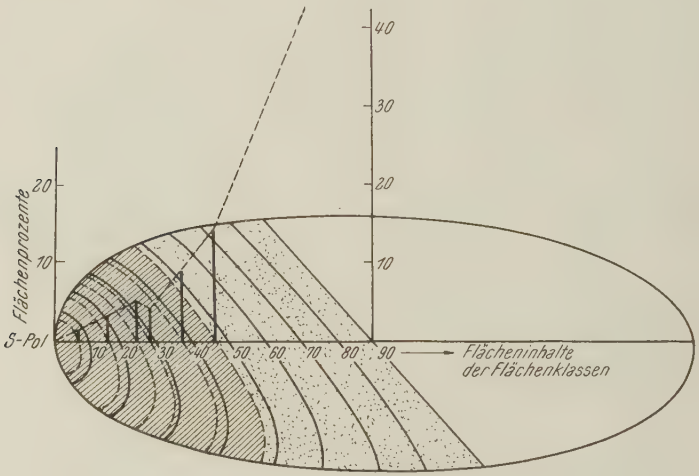


Abb. 5. Lineare Darstellung der Flächenprozente mittels der Lote auf den zugehörigen Flächenklassen.

Betrachten wir hiezu nochmals die bereits mitgeteilten Beispiele des Itakolumits: Abb. 2 a und 3 a sind die Dichtepläne zweier Handstücke ein und desselben Vorkommens, aber aus unterschiedlichem Bereich. Der Regelungsgrad ist nach den Flächenplänen 2 b und 3 b deutlich verschieden, und zwar ist 3 b stärker geregelt als 2 b, wie schon aus den Größen der unterbesetzten Gebiete mit 69·7 und 47·2% hervorgeht.

Weitere Einzelheiten sind im Flächenplan nicht leicht zu erkennen, ergeben sich jedoch in der Flächenprozentkurve ohne weiteres.

[1] Der Einwand, die Vergleichung der Flächenklassen mit Hilfe einer kurvenähnlichen Darstellung genüge überhaupt zur Kennzeichnung des Regelungsgrades, scheint zunächst berechtigt. Es zeigt sich aber, daß die Abschätzung von Flächengrößen mit Hilfe einer linearen Darstellung allein viel mehr Zeit erfordert, als nach vorangegangener Vergleichung der zugehörigen Flächengrößen. Deshalb ist der „Flächenplan" keineswegs überflüssig geworden. Zur schnelleren Orientierung über den Regelungsgrad einer Kornart sind daher beide Darstellungsarten *notwendig,* weil sie sich gegenseitig ergänzen.

So zeigt Abb. 6 deutlich die geringen Schwankungen der Größenklassen VII bis V und den „Rückschlag" zwischen III und II (10·0 und 8·9%) an. Vergleicht man es mit dem Flächenprozent-Diagramm Abb. 7, so findet sich bei allgemein deutlich stärkerer Regelung — dargestellt durch die Kürze der besetzten Anteile auf der Abszisse durch den steilen Anstieg der Verbindungslinie zwischen I und 0 — zwar noch der gleiche Rückschlag in Gebiet VIII bis V, derjenige zwischen III und I ist jedoch verschwunden und macht einem

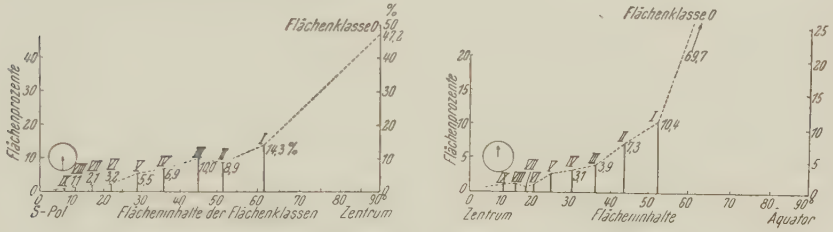


Abb. 6 und 7. Kurven der Flächenprozente der Itakolumite 2a u. 3a (2c u. 3c).

kontinuierlichen Anstieg Platz. Beide Diagramme entstammen dem gleichen Gestein, aber verschiedenen Bereichen. Auf die dargestellte Weise lassen sich Regelungsunterschiede, d. h. Unterschiede in der Größe der Flächen verschiedener Besetzungsdichte, anschaulich machen.

Hiezu muß nicht immer das gesamte Diagramm umgewandelt werden. Es ist durchaus möglich, einzelne Maxima herauszugreifen und diese miteinander zu vergleichen. In Abb. 8 sind die *Maxima* I und II der eben besprochenen Diagramme 3 a und 2 a herausgenommen und jedes für sich behandelt worden. Es zeigt sich dabei, daß auf die erwähnte Methode der „Feinbau" der einzelnen Maxima eines Diagramms, der nicht als übereinstimmend angenommen werden darf, sehr wohl abgetastet und sichtbar gemacht werden kann.

Bei den in Abb. 8 wiedergegebenen Kurven ist, wie aus dem eingezeichneten Kreis mit horizontalem Pfeil hervorgeht, von einem im Zentrum der Projektion angeordneten Dichteplan ausgegangen worden. (Die Abszisse gibt also die Winkelwerte vom Zentrum bis zum rechten Äquatorrande wieder). Beim Diagramm 2 c wurden die Flächenklassen IV bis IX, beim Diagramm 3 c die Flächenklassen I bis IX verwendet.

Der Vergleich der beiden Flächenprozentkurven 3 c und 2 c zeigt zunächst, daß die Areale der Flächenklassen von 3 c mehr nach dem Koordinatenursprung hin liegen, also kleiner sind, als die des Diagramms 2 c. Der Regelungsgrad von 3 c ist demnach höher.

Alle vier Kurvenzüge zeigen ähnliches Verhalten. Bei allen findet sich zwischen den Flächenklassen VII bis V (wenn auch unter verschiedener Besetzungsdichte) der gleiche „Rückschlag" in verschiedenem Grade. Betrachtet man die Maxima I und II innerhalb eines Diagramms, so zeigen sich bestimmte Unterschiede. Bei den Maxima II ist der „Rückschlag" zwischen VII und V jedesmal

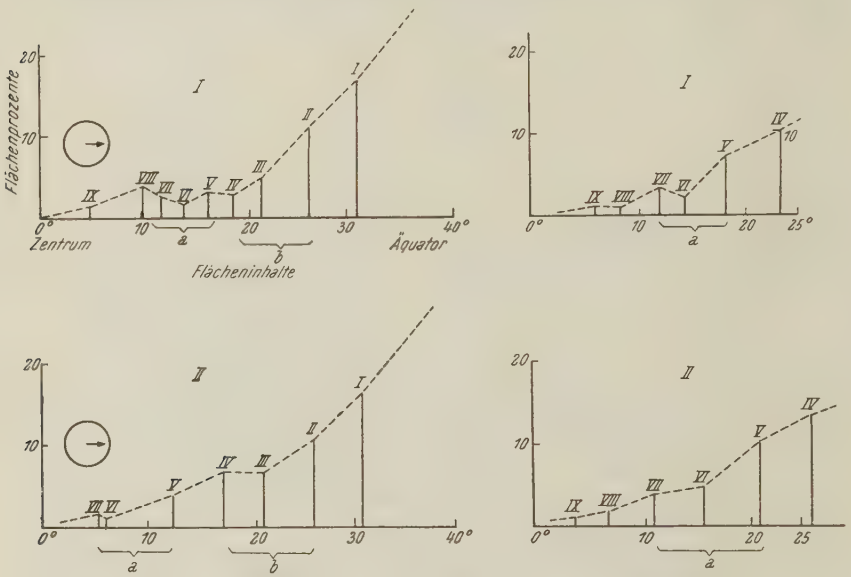


Abb. 8. Kurve der Flächenprozente in den Maxima I und II der Itakolumite 2a und 3a.

deutlich geringer als beim Maximum I. Außerdem tritt bei Maximum II des Diagramms 2 a ein weiterer Rückschlag zwischen den Flächenklassen IV und II auf, der bei Maximum I einem geringfügigen Knick gewichen ist. (Die Lage dieses zweiten Rückschlages zwischen 18 und 26° ist allerdings sehr übereinstimmend.)

Es ergibt sich also, daß nicht nur die Gesamtdiagramme individuelle Züge haben, die *persistent sind,* sondern daß auch die einzelnen Maxima einen bestimmten, nur ihnen eigenen Bau aufweisen. Die Feststellung, daß sich mit dem geschilderten Verfahren die individuellen Züge eines Gefüges, insbesondere der „Feinbau" der Maxima als persistente und in verschiedenen Schliffen aus entsprechenden Bereichen eines Gesteins immer wiederkehrende Eigenschaften erweisen, scheint mir durchaus für seine Anwendbarkeit zu sprechen, da sich mit seiner Hilfe nicht nur die Anwesenheit persistenter Eigenschaften, sondern zugleich ihr quantitatives Verhalten deutlich ma-

chen läßt. An mehreren weiteren Beispielen soll das noch weiterhin begründet werden [1].

Vorher jedoch noch ein Wort über das Zustandekommen der „Rückschläge". Es sei das Idealgebilde eines völlig ungeregelten Gefüges angenommen, dessen plättchenförmige Kornarten so leicht beweglich sind, daß sie einem regelnden Akt bis zur Einregelung ihrer Hauptbegrenzungsfläche in die Gleitebene folgen können. Ein kurzzeitig dauernder, immer in der gleichen Ebene wirkender Regelungsvorgang soll jedes der Körner um den gleichen Winkelbetrag verdrehen. Dann werden diejenigen Kornlagen, die schon nahe der Einregelungsebene liegen, ganz in diese eingeregelt, andere ihr in ihrer Lage angenähert. Bei wiederholtem Regelungsakt kommt eine zunehmende Zahl der Plättchen in die maximale Regelungsstellung, bis schließlich diejenigen übrigbleiben, die infolge senkrechter Lage zur einregelnden Ebene der Wirkung der letzteren entzogen sind (Beispiel „Querbiotite").

Bei einem solchen Vorgang wird eine allmähliche Angleichung der Kornlagen erfolgen, derzufolge die Flächen gleicher Besetzungsdichte sich in kontinuierlicher Weise verkleinern. Auch ein Wechsel in der Intensität — nicht in der Richtung — der angreifenden Kräfte wird nichts anderes ergeben.

Das Auftreten eines Rückschlages bedeutet formal, daß die nächstniedrigere Flächenklasse ein geringeres Areal einnimmt als die höhere. Das heißt: die ein Maximum aufbauenden Vektorpunkte sind verhältnismäßig lagekonstant, so daß die angrenzende Flächenklasse stärker geregelt ist als es bei kontinuierlichem Übergang der Fall wäre. (Wäre *kein* Rückschlag vorhanden, so würden die Flächen gleicher Besetzungsdichte, vom Maximum an gerechnet, in ihrer Größe kontinuierlich zunehmen, das heißt, die Vektorpunkte würden stärker streuen.) Der Regelungsgrad der einzelnen Flächenklassen — also die Größe der Flächenklasse in Prozenten der Gesamtprojektionsfläche ausgedrückt — ist aber (im Falle eines Rückschlages) in der unmittelbaren Umgebung des Maximums stärker und damit hat die auf das Maximum folgende nächstniedere Flächenklasse ein *kleineres* Areal, als es bei kontinuierlichem Verlauf des Regelungsvorganges der Fall wäre.

Der Übergang zu einer weniger geregelten, diffuseren Lageverteilung erfolgt im Extremfall abrupt, fast sprungweise und geht nicht langsam und kontinuierlich vor sich. Wenn man bei einem sehr scharf geregelten Maximum eine schrittweise *Desorientierung* vornehmen könnte, von der zuerst nur wenige Kristallite ergriffen werden, so würde man damit eine verhältnismäßig kleine Fläche verringerter Besetzungsdichte erhalten — und damit einen „Rückschlag" der Flächengröße — und erst bei weiterer Desorientierung zahlreicherer Kristallite würde sich ein allmählicher Übergang zu ausgedehnteren Arealen der anschließenden Flächenklassen ohne diskontinuierlichen Übergang herausbilden, angedeutet durch allmählichen Kurvenanstieg ohne Rückschlag.

Stellt man sich den umgekehrten Weg vor, wobei in einem völlig ungeregelten Gefüge *der Aufbau* eines Maximums durch fortschreitende Einregelung der Kornarten unter zeitlich ausgedehnter ein- oder mehraktiger, gleichsinniger Deformation erfolgt, so ist — falls nicht ein komplizierter, gitterbedingter Einregelungsmechanismus der betreffenden Kornart vorliegt — durch den Deformationsvorgang allein eine diskontinuierliche Verteilung der das Maximum aufbauenden Vektoren nicht zu erwarten. Nur durch diskontinuierlich wirkende Änderungen *mehrerer*, die Regelung bedingender Vorgänge in einem Gefüge während des Deformationsaktes sind also die geschilderten „Rückschläge" zu deuten.

[1] Es liegt auf der Hand, daß sich mit dieser Methode nicht alle Eigenschaften des Feinbaues eines Maximums darstellen lassen!

Handelt es sich um ein Gefüge mit vorhandener primärer Regelung, das einem erneuten Deformationsakt unterliegt, so wird selbstverständlich die bereits vorhandene Inhomogenität des Alt-Gefüges eine bestimmende — und sicher schwer zu enträtselnde — Rolle spielen.

Bei einem unter Deformation stehenden Gefüge, das keine primären Vorzeichnungen aufzuweisen hat — ein solches Gefüge ist gedanklich vorstellbar — werden sich Diskontinuitäten im Regelungsvorgang erst mit zunehmender Verfestigung und Platznahme der einzelnen Körnergruppen, welche für die nachfolgend gebildeten Körner Inhomogenitäten darstellen, als „Selbstblockierung" geltend machen.

Zur Deutung der Entstehung eines „Rückschlages" kommt also in Frage:

1. Ein Rückschlag kann durch *Abbau* und Auflockerung eines vorhandenen Maximums — oder dem Areal irgendeiner Flächenklasse — oder mehrerer Maxima oder Flächenklassen entstehen.

2. Er kann ferner durch diskontinuierlichen *Aufbau* eines Gefüges entstehen, durch Änderung der Deformationskräfte nach Intensität oder Richtung, bei gleichzeitiger Erschwerung der Einregelung

a) durch erhöhte kinematische Zähigkeit des sich ausgestaltenden Gefüges (Selbstblockierung)

b) durch primär vorhandene Inhomogenitäten des Gefüges, Alt-Kornarten usw.

Durch *Sander* ist erstmalig der Zusammenhang zwischen Deformation und Kristallisation der Kornarten eines Gefüges aufgeklärt worden. Daher muß auch die Entstehung eines jeden Maximums in einer mehr oder weniger diskontinuierlichen Weise durch das Gegenspiel Deformation—Kristallisation erfolgen. Wenn das der Fall ist — und es ist unbestreitbar — so ist der Spezialaufbau eines Maximums durch das Gegenspiel Kristallisation—Deformation *auch in den einzelnen Flächenklassen* ausgedrückt [1].

Das heißt: mit diesen ändert sich das Verhältnis Kristallisation—Deformation entweder kontinuierlich oder diskontinuierlich. Im letzteren Falle entsteht ein „Rückschlag", wenn nämlich auf eine bei nur wenig verfestigtem Gefüge ablaufende Deformationsperiode schnell eine stärkere Verfestigung durch Kristallisation (der anderen am Gefüge beteiligten) Kornarten erfolgt. Das Maximum mit „Rückschlag" bildet dann eine genetische Einheit, auf die bei geringerer Einregelungsmöglichkeit — infolge des stärker verfestigten Gefüges — die niederen Flächenklassen mit nunmehr kontinuierlicher Arealvergrößerung folgen.

Hier ist folgendes zu bedenken: Es dürfte überhaupt unrichtig sein, einen gefügebildenden Deformationsvorgang zeitlich und im Intensitätsverlauf kontinuierlich vorzustellen. Entscheidend ist hier das Ausmaß der Schwankungen. Die überwiegende Zahl aller Deformationen erfolgt rhythmisch-periodisch. So werden bei einer neuen Deformation den Gefügen — schon wegen der inzwischen erfolgten Konsolidierung durch die Kristallisation — keine neuen Maxima zugefügt, sondern Zwischenlagen geschaffen, die zu den höheren Flächenklassen zwar hinführen, sie aber nicht erreichen. In diesem Sinne könnte also ein „Rückschlag" auf eine neue, spätere Deformationsperiode hindeuten (Abb. 14), was noch im einzelnen zu erweisen wäre.

Die Herausarbeitung der eigentlichen Gründe für rückläufige Flächenprozentkurven — auch andere, nicht hier erwähnte Möglichkeiten kommen in Frage — muß von Fall zu Fall erfolgen. Fest steht jedenfalls, daß die beschriebenen

[1] Damit ist noch nicht die Frage beantwortet, ob nicht auch zwischen verschiedenartigen Maxima ein und desselben Gefüges ein zeitlicher Unterschied besteht.

„Rückschläge" als persistente Eigenschaften in den gleichen Bereichen eines Gesteines immer wiederkehren und eine wichtige Charakterisierung eines Gefüges darstellen.

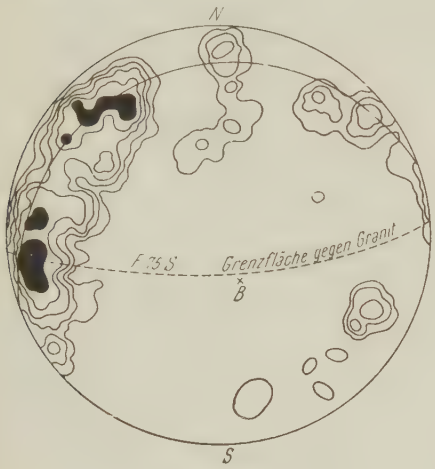


Abb. 9a.

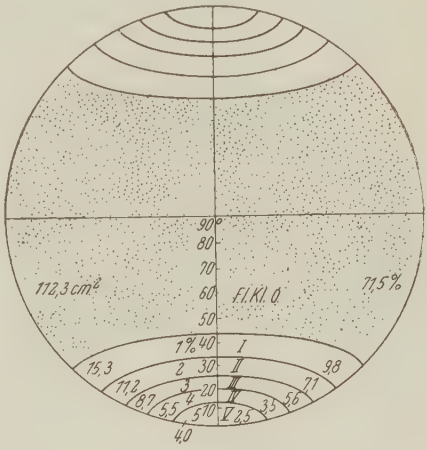


Abb. 9b.

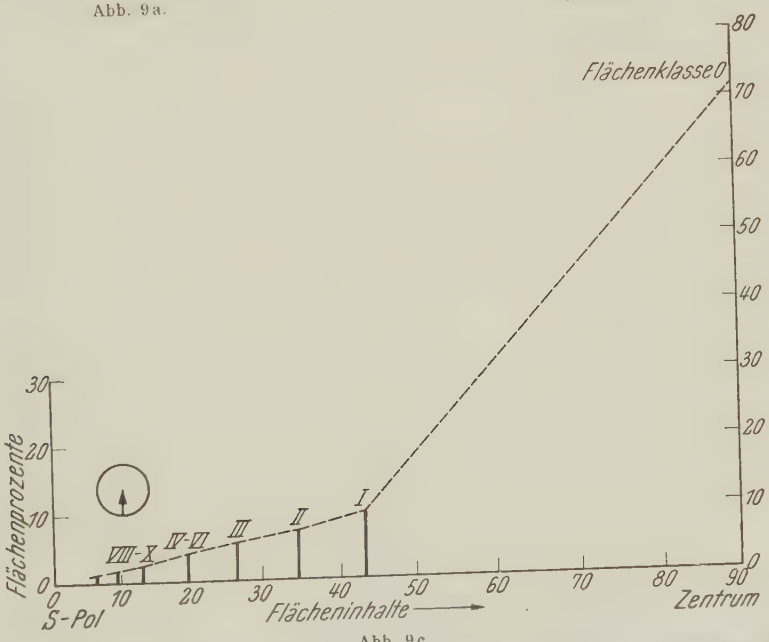


Abb. 9c.

Abb. 9a bis c. Dichteplan, Flächenplan und Kurve der Flächenprozente. 110 Plagioklase einer deformierten Scholle. (Bergeller Granit.)

In den folgenden Beispielen soll gezeigt werden, inwieweit sich durch Vergleichung der Flächengrößen mit Hilfe des Dichteplanes

und der Kurve der Flächenprozente die Gefügeeigenschaften überblicken lassen.

Das Plagioklas-Diagramm Abb. 9 a entstammt einem dioritischen (Quarz-Glimmer-Hornblende-führenden) Gestein in Form eines Ban-

Abb. 10a.

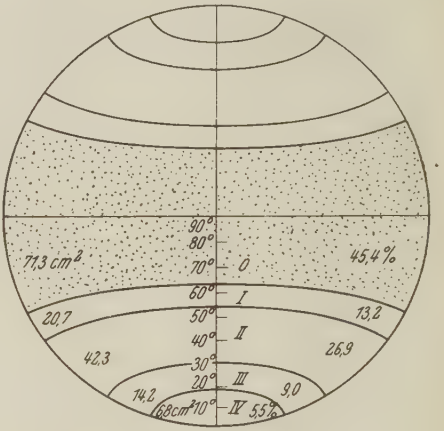


Abb. 10b.

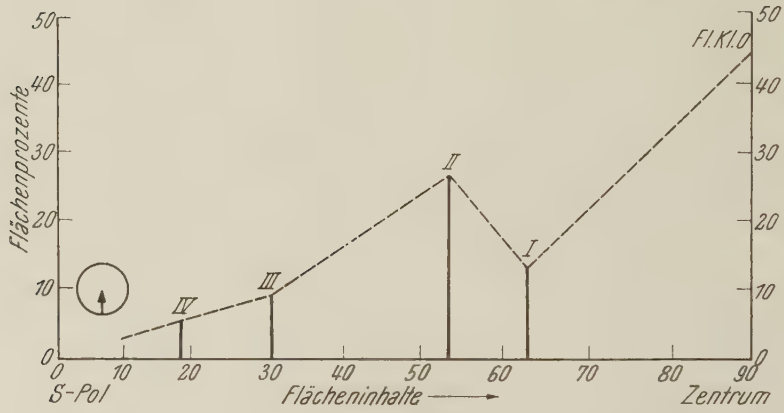


Abb. 10c.

Abb. 10a bis c. Vorkommen wie Abb. 9, aber 220 Biotitpole.

des, das durch parakristalline Deformation zum Mehrfachen seiner Länge ausgezogen worden ist. Die Deformation erfolgte, wie aus der Formgebung des Bandes und dem Verlauf seiner inneren Schlieren hervorgeht, anscheinend durchaus stetig. Demgemäß zeigt auch das Diagramm der M-Flächen bzw. der Flächenplan 9 b und die Kurve der Flächenprozente Abb. 9 c ein sich aus dem Haupt-

maximum entwickelndes gleichsinniges Ansteigen ohne jeden „Rückschlag".

Ob Plagioklase ganz allgemein ein bestimmtes charakteristisches Verhalten gegenüber den einregelnden Kräften zeigen, ist in Zukunft noch an weiteren Beispielen festzustellen.

Abb. 11a.

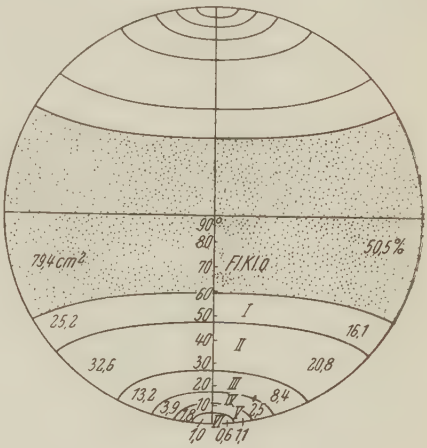


Abb. 11b.

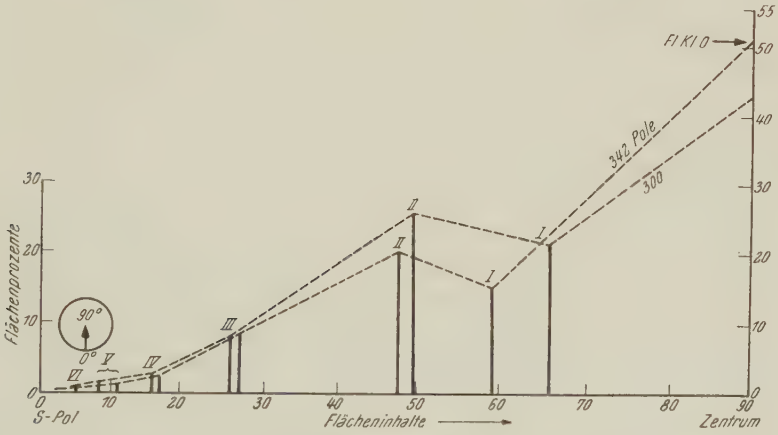


Abb. 11c.

Abb. 11a und b. 342 Biotitpole aus einer Granitapophyse zwischen Hornfelsschollen. Fürstenholz, Bayr. Wald.

Vermißt man die Biotite des gleichen Gefügebereichs, so erhält man Diagramm 10a, das weitgehende Übereinstimmung mit 9a bis in die Untermaxima hinein zeigt. Die Lage der B-Achse ist in beiden Fällen die gleiche. Betrachtet man aber die Flächen gleicher

Besetzungsdichte Abb. 9 b, c und 10 b, c, so ergibt sich ein grundlegender Unterschied: Während die Plagioklase ein gleichmäßiges Ansteigen der Flächen gleicher Besetzungsdichte zeigen, ist das bei den Biotiten nicht der Fall. Diese weisen zwischen Flächenklasse II und I einen starken Rückschlag auf, der auch in anderen Schliffen des gleichen Gesteins angetroffen worden, also persistent ist. Man kann diesen Rückschlag durch Wiederaufleben der Deformationsbeanspruchung im letzten Stadium der Gefügebildung der Biotite

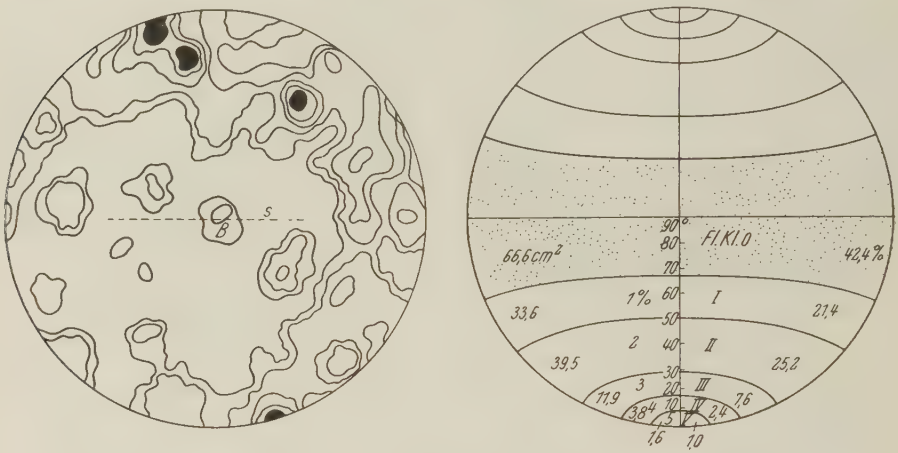


Abb. 12a und b. 300 Biotitpole wie Abb. 11, aber aus anderem Bereich.

deuten, wodurch Flächenklasse II verkleinert und eine recht unbedeutende Flächenklasse I zuwege gebracht worden ist.

Die Biotite des Gefüges sind älter als die Plagioklase. Eine Desorientierung des Biotitgefüges durch diese scheint nicht in Frage zu kommen. Daß derartige Verhaltensweisen nicht zufällig sind, sondern als Gefügeeigenschaft persistent auftreten, zeigen die folgenden Beispiele 12—14 a bis c. Diese Biotitgefüge entstammen einer zirka 6·5 cm mächtigen Granitapophyse zwischen feinkörnigen, hornfelsartigen Glimmerschieferschollen. Der Abstand zwischen den beiden Entnahmestellen der Schliffe beträgt zirka 15 cm. Die Schnittlage ist bei beiden die gleiche; die Entfernung vom Rand der Scholle betrug 1·5 cm. Beide Gefüge liefern Gürteldiagramme. Die äußerlich erkennbare s-Fläche verläuft W—O. Der Regelungsgrad ist deutlich verschieden. Während er im Diagramm Abb. 11 a (Dichteplan) gut erkennbar stärker ist als in Abb. 12 a, zeigt sich der Unterschied besonders deutlich in den Flächenplänen Abb. 11 b und 12 b. Die Maxima sind verhältnismäßig gut überein-

stimmend und persistent, bis auf das Maximum im rechten oberen Quadranten von 12 a, das in 11 a fehlt.

Die Kurven der Flächenprozente zeigen in allen wesentlichen Punkten Übereinstimmung: Gleichsinniger Anstieg in den Flächenklassen VI bis II, anschließend Rückschlag zwischen II und I.

Abb. 13a.

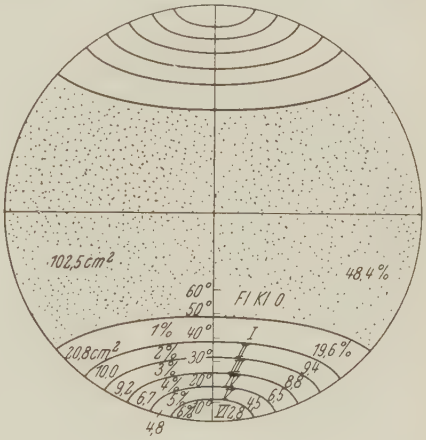


Abb. 13b.

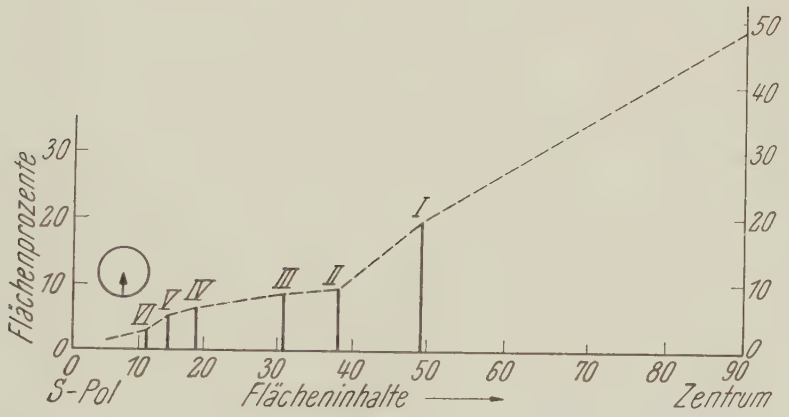


Abb. 13c.

Abb. 13a bis c. 415 Biotite der Glimmerschieferscholle als Ausgangsmaterial zu Abb. 11 und 12.

Zieht man zum Vergleich die Gefüge des Ausgangsgesteines, welches die Schollen geliefert hat, und des die Assimilation bewerkstelligenden Granits hinzu (Abb. 13, 14 a bis c), so wird deutlich, daß der charakteristische Rückschlag vom Einfluß des Granites herstammt. Der Regelungsgrad des Ausgangsgesteins der Schollen

(D 13 a bis b) ist am stärksten. Ein Rückschlag fehlt. Der Regelungsgrad des Granites ist weit geringer (D 14 a bis b). Bei ihm aber tritt der Rückschlag auf, und zwar in der gleichen Weise wie in den assimilierten Schollenanteilen der Granitadern. Er ist in diesem Falle als durch Desorientierung eines bestehenden Gefüges entstanden anzu-

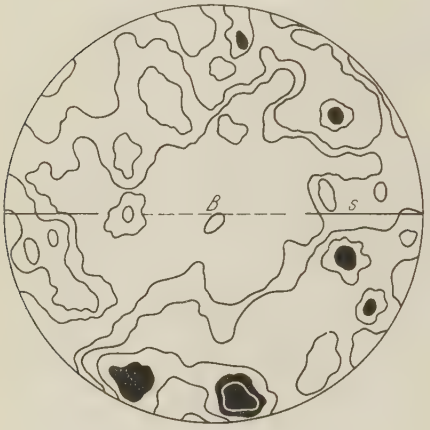


Abb. 14a.

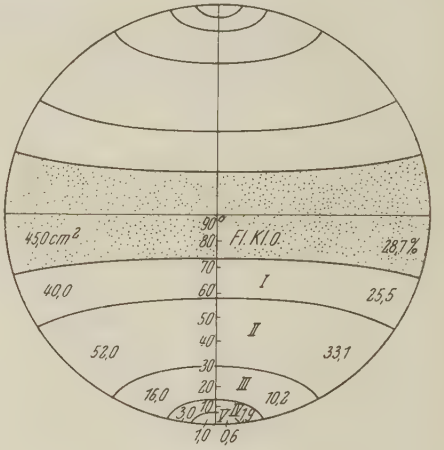


Abb. 14b.

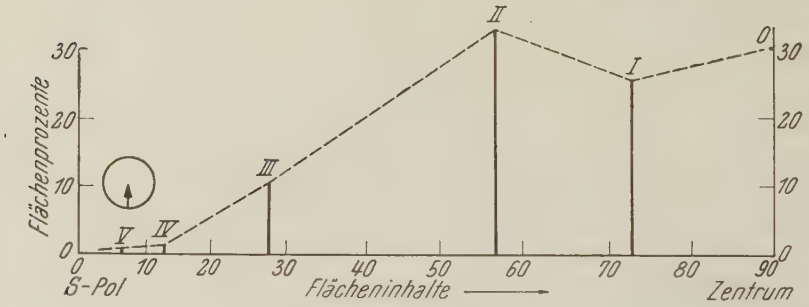


Abb. 14c.

Abb. 14a bis c. 546 Biotite des Granits, der die Assimilationserscheinungen von 11 und 12 hervorgerufen hat.

sehen. Bestimmte Grundzüge des Schollengefüges bleiben dabei erhalten. Der die Einregelung bestimmende Deformationsvorgang während der Granitphase kommt in einer Verkleinerung der Flächenklasse II zum Ausdruck.

Zusammenfassung.

Es wird eine Methode zur vergleichenden Darstellung des Regelungsgrades eines Gefüges — bzw. einer Kornart — entwickelt. Der

Regelungsgrad wird definiert als das Verhältnis der Größe der „Flächen gleicher Besetzungsdichte" (Flächenklassen) eines Diagramms zur Größe seiner Projektionsfläche, wie es aus jedem „Dichteplan" einer Kornart entnommen werden kann.

Hiezu werden die „Flächen gleicher Besetzungsdichte" eines Diagramms ausplanimetriert. Zur vergleichsweisen Darstellung werden sie wiederum auf einer flächentreuen azimutalen Projektion eingetragen, bei der die Inhalte der Kleinkreise als Funktion des Winkelabstandes vom Projektionszentrum erscheinen (Abb. 1).

Ein derartiger „Flächenplan" erlaubt bereits eine übersichtliche Vergleichung der Flächengrößen. Da jedoch geringe Unterschiede in den Flächengrößen nicht sogleich in Erscheinung treten, wird außerdem eine kurvenmäßige Darstellung verwendet, bei welcher die in Prozenten ausgedrückten Flächengrößen auf dem N—S-Durchmesser der Projektion als Lote in dem die Flächenklasse repräsentierenden Winkelabstand vom Projektionszentrum aufgetragen sind (Abb. 5). Ein die Lote verbindender „Polygonzug" erlaubt nunmehr eine schnelle Orientierung über die Größe der Flächen in den einzelnen Flächenklassen. Auftretende „Rückschläge" im Kurvenzug erwiesen sich in allen bisher untersuchten Fällen als *persistente Gefügeeigenschaften*. Einige Deutungsmöglichkeiten dieser „Rückschläge" werden erörtert.

School of Mineral Sciences, Stanford University.

Preliminary Results of a Megascopic Fabric Analysis of the Area Around Stissing Mountain, Dutchess County, New York.

By

Eleanora Bliss Knopf.

With 1 figure [1].

(Received May 26, 1953.)

Stratigraphy.

In the northeastern part of Dutchess Country, New York, Precambrian gneisses come to the surface in the structural arch of the Hudson River Highlands. These gneisses show a well-marked, steep to vertical parallel planar structure. They are overlain unconformably by gently dipping Lower Cambrian quartzites. These siliceous rocks are in turn overlain conformably by Lower Paleozoic carbonate rocks, ranging in age from Lower Cambrian to Lower Ordovician. Over the carbonate rocks is a thick series of complexly folded phyllitic slates, calc phyllonites and quartz-phyllonites, known as the Taconic sequence. These slates and phyllonites have been interpreted by earlier workers as mildly metamorphosed equivalents of Ordovician shales and thin sandstones with sporadic lenticular limestone layers. The structure of these rocks in Dutchess County was considered by *Balk* to be " a continuous formation, essentially flat lying, but crumpled by small folds, which do not seem to exceed the rank of small scale crenulations". East of the area under present consideration the metamorphism increases in intensity.

It has proved possible to establish, on the evidence of fossils, a definite stratigraphic sequence in the carbonate rocks that crop out east of the Precambrian gneisses exposed in the ridge of Stissing Mountain. However, practically no fossils have been found in the overlying slaty phyllites and their age is still under discussion. The

[1] Lack of space precludes publication here of the fabric diagrams on which the conclusions in this paper are based. They will appear in the complete report on the area to be published later.

only clue to their probable age is their lithologic resemblance to a widespread series of shales, thin-bedded quartzites, and thin limestone interbeds. This series, which occupies a wide expanse in the lowland of the Hudson River Valley, west of Stissing Mountain, has been separated by the painstaking paleontologic work of *Ruedemann* and *Goldring* and *Flower* into horizons ranging from Lower Cambrian, or possibly Precambrian, to Ordovician. The Taconic sequence is therefore, in part at least, contemporaneous with the carbonate sequence east and southeast of Stissing Mountain.

Geologic Mapping.

After adequate topographic base maps were prepared for the area, it became possible to make accurate geologic maps. When this was done, the distribution of the various formations showed at once that the overlying pelitic rocks of the Taconic sequence could not have the simple stratigraphic relation to the underlying carbonates that had been given by earlier interpretations. The same continuous phyllitic slates and quartz phyllonites that overlie Lower Ordovician limestones, south and east of Stissing Mountain, are in other places in direct contact with both Lower Cambrian and with Upper Cambrian rocks. East of Stissing Mountain from a short distance north of the village of Pine Plains to about three miles southward, the whole carbonate sequence dips gently south under the Taconic sequence. (See Block 1 in fig. 1.) In a few places it was possible to recognize B-axes in a direction N 25 W, 30 to 40 SE. East of this carbonate plate another plate of carbonate rocks lying at a higher altitude again dips southward under the phyllitic slate. This plate (Block 2, fig. 1) is *not* continuous with the plate surrounding Pine Plains but is separated from it by a thin sliver of northward-trending slate. This sliver forms the western boundary of the carbonate plate (Block 2), and on the north side of Block 2 B-axes in the slate dip *under* the carbonate rocks that here range from Upper Cambrian to Lower Ordovician, the Lower Cambrian dolomites being absent. On the south side of the block these carbonate rocks again dip *under* the slate, an anomalous relation that had apparently escaped the attention of earlier workers in the area. The whole carbonate plate in Block 2 is folded along generally northward trending fold axes, so that the slates along the eastern boundary of Block 2 cut across the different horizons in the carbonates (See fig. 1). Such an arrangement can only mean that a movement horizon is situated along the contact of the slates and the carbonate rocks. The western fault sliver boundary of Block 2 indicates that this upper block has been thrust upon the lower

Block 1 comprising the Pine Plains plate. Such an overthrust might be later than the movement horizon at the top of the carbonates or it might be syntectonic. The abnormal relation of slates under the

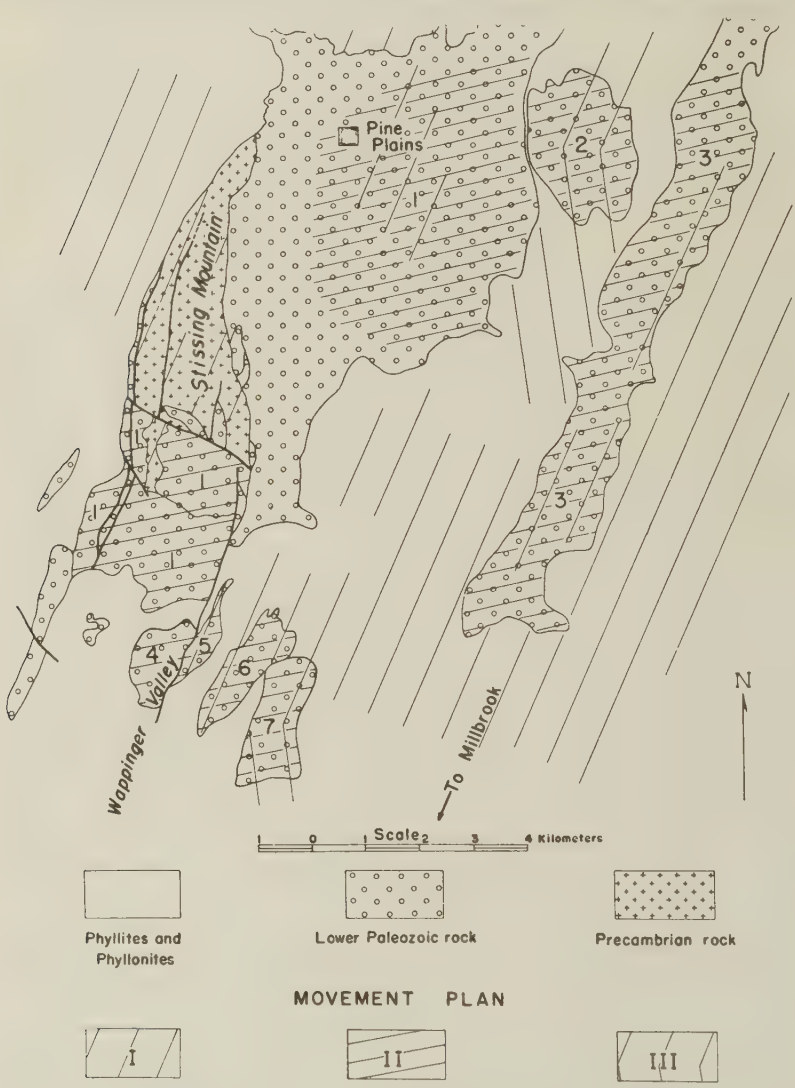


Fig. 1. Generalized sketch of areal geology and Movement plans I, II and III in the rocks around Stissing Mountain, New York State. (Geology by E. B. Knopf.)

carbonates at the north boundary and carbonates under slates at the south boundary suggests a recumbent folding or an imbricate structure.

Completion of the geologic mapping on the southern flank of Stissing Mountain revealed exactly similar structures: i. e., carbonates dipping southward off the Precambrian core of the mountain and passing under slates and phyllonites of the Taconic sequence that in themselves, dip southward under more carbonates. In the high ridge that forms the eastern border of Wappinger Valley it was possible to recognize three plates of carbonate rocks rising one above the other, and separated by intervening belts of slaty phyllites (Blocks 5, 6, 7 in fig. 1).

Obviously such a complex distribution of rocks cannot be explained by any simple hypothesis as an essentially flat sequence of carbonate rocks, capped by an argillaceous cover, all corrugated like an iron roof, and displaced by eastward-dipping thrusts that become more numerous in going from west to east.

In the absence of a definitive age determination of the Taconic sequence based on fossils, modern methods of fabric analysis appear to furnish the only way in which the relative movement plans of this complex tectonics can be determined.

In Professor *Sander's* descriptions of the technique of megafabric analysis that he and his colleagues at the Innsbruck University have used so successfully, he emphasizes the desirability of having a reliable geologic map on which to record the measurements. Most of the field mapping in Dutchess County was done before the recent World War. Oriented specimens were gathered and field data recorded. Later a number of grain fabric analyses were made under the microscope and the results studied and compared. These grain fabric analyses will require more detailed and extended work before the conclusions can be safely applied to the problem of unravelling superposed structural patterns. Axes distribution analyses are required to throw additional light upon some involved and complex grain fabric patterns.

The technique of making B and beta fabric analyses and of unrolling and horizontalizing certain types of folds should form a secure foundation to the complete tectonic analysis. When I was honored by a request to participate in this tribute to the life work of the master of "Gefügekunde", I decided that even a brief report on the preliminary analysis of the megafabric of these rocks might be of interest as the first attempt to apply this type of investigation in the United States.

Tectonic Analysis.

The results of these fabric analyses indicate that at least three and possibly four distinct movement plans are recorded in the

tectonics of the region. Relative ages of these movement plans can be reasonably well inferred. The actual age for Plan I is Precambrian because it is a different deformation plan from those of Plan II and Plan III which are recorded in the Paleozoic carbonate rocks and in the covering rocks of the Taconic sequence. The deformation plane for Plan I is steep to vertical, strike N 80 W with B-axes N 10 E, nearly horizontal. *Plan II* has B-axes nearly horizontal in a direction N 80 E. The deformation plane is thus steep, nearly north-south in direction. Plan III is more complex. The deformation plane ranges from N 80 E to N 60 W and dips at fairly steep angles, in some places north and in other places south.

The area comprised in figure 1 was studied in 11 different sections. The megafabric of the Precambrian gneisses was studied separately and compared with the megafabric of the overlying cover of Paleozoic carbonate rocks. The megafabric of the Lower Paleozoic carbonate rocks was studied separately in the down-faulted segments of the cover that originally extended over Stissing Mountain. It was also studied in the three separate overlying blocks, Block 1, Block 2 and Block 3. The megafabric of these successive and overlying carbonate plates together with the fabric of the underlying and overlying phyllites and phyllonites was examined to see to what extent both movement Plan II and Plan III had participated in the deformation of the various rocks that overlie the Precambrian basement.

Diagrams of beta and of B-axes were made from all the field data and from numerous oriented hand specimens. The homogeneity was sufficient to allow the individual diagrams to be combined into composite diagrams for the different areas. Where beta or B-axis concentrations recurred in different diagrams with such persistence that they were recognized to be significant they were analyzed further by unrolling and horizontalizing the fabric. The maximum that became more concentrated and intensified by the unrolling process suggested an earlier movement plan that had become somewhat scattered by a later movement. The relative age suggested by this unrolling was confirmed by the relation of different B-axes in one and the same hand specimen.

Fabric of Precambrian gneiss underlying the basal Cambrian rocks.

(Movement Plan I).

On Stissing Mountain the Precambrian gneiss shows a wellmarked planar structure nearly vertical. The trend of $s = (ab)$ ranges from nearly north in the southern and central part of the mountain to

about N 50 E in the northern end. The contact of the phyllites and the gneiss on the west side of the mountain wraps around this trend.

The position of *b* in the planar *(ab)* could not be determined in the field, but the position of quartz maxima in grain fabric analyses, combined with the direction of slickensides on steep joints suggests that the extension on these planar surfaces was vertical and that the deformation plan was a flattening movement resulting from a crowding together in an east-west direction rather than a lateral transport along nearly horizontal planes. The contact between the gneisses and the overlying Lower Cambrian quartzite, seen in several places, is a horizontal movement horizon. In some places striae along this contact indicate horizontal movement. For a distance of about one meter under the contact the rock is a strongly deformed mylonite with a faint, hardly perceptible planar structure striking N 5 E and dipping 70° to 35° west. The quartz grains are the only constituents in this mylonite that could be measured with the universal stage. Microscopic grain fabric analysis of the quartz suggests that an earlier vertical planar structure is breaking down into a horizontal $s = (ab)$ with a suggestion of movement in a north-south direction.

Composite diagrams of the beta axes for all the Precambrian gneisses in Stissing Mountain show two maxima. One ranges from north-south to N 10 E and the other lies about N 50 E. Both lie in the vertical planar structure and there is no trace of a movement plan in a horizontal plane. Therefore movement Plan I is restricted to the Precambrian rocks and is older than Plan II.

Fabric of Lower Paleozoic rocks overlying the basement gneisses.

(Movement Plan II.)

Quite different is the beta maximum in the overlying quartzites on the west and south slope of Stissing Mountain. The maximum of B and of beta is nearly N 80 E horizontal, with no trace of a maximum near north-south. On the east flank of the mountain an isolated area of gently dipping Lower Paleozoic rocks that has been dropped by a normal fault shows an axes concentration at N 10 W, 10 N in addition to the B-axis about N 75 W, which is indicative of Plan II. The quartzite cover on Stissing Mountain which is everywhere gently dipping to flat has been dropped downward in successive steps by normal faults, so that it is not unlikely that the trend of the B-axis associated with Plan II has been displaced in some places by the late faulting.

A composite diagram of all the Lower Paleozoic carbonate rocks that belong to the cover of the gneisses in Stissing Mountain (including the down-dropped block at the east foot of the mountain) shows a strong beta maximum at N 80 E (Plan II) and a distinct submaximum at N 5 W. This approximately north-south concentration is indicative of Plan III, and in the composite diagram of the carbonate rocks of Block 1 it can be shown to be younger than the B-axis and beta axis maximum that is nearly east-west.

However, this N 5 W maximum that appears in some of the Paleozoic rocks covering the basement gneisses is sufficiently near to the N 10 E maximum in the Precambrian gneisses to raise a question whether the maximum that is so near to north-south in the basement has been caused by the same movement plan that caused the maximum near to north-south in the rocks of the cover.

However, the beta maximum in the Precambrian rocks lies in the vertical planar structure and is thus older than the horizontal movement of Plan II. On the other hand the north-south beta maximum in Plan III is younger than the movement of Plan II. In the lowest plate of carbonate rocks, (Block 1), the movement of Plan III has only resulted in a gentle folding. In the overlying imbricate slices of carbonates, interlayered with the pelitic cover of the Taconic sequence, the movement of Plan III resulted in recumbent folding with almost horizontal axial plane. This recumbent folding is associated with repeated slipping that has completely transposed an earlier structure, possibly bedding. Therefore, the generally east-west movement in Plan III is younger than the movement in Plan I.

More detailed grain fabric analysis may determine whether the arcuate pattern of the Precambrian basement in Stissing Mountain that pulls the planar structure from northward in the southern part of the mountain to northeast in the northern part of the mountain is the result of a wrench during the north-south movement of Plan II or whether it is all part of the early Precambrian deformation.

Fabric of the phyllitic and phyllonitic rocks of the Taconic sequence.

(Movement Plan III.)

The megafabric of the pelitic cover rocks overlying the movement horizon that cuts across the Lower Paleozoic carbonates is more complex and diversified than that of the lowermost carbonate plate. The direction of relative movement seen under the microscope in numerous minute crumples and slips is approximately east-west. Diagrams of beta and of B-axes plotted from different parts of the pelitic cover show a general homogeneity with numerous local varia-

tions in direction. The composite diagram from all the rocks of the pelitic cover as far south as Millbrook shows a well-defined maximum N 10 W 20 SE, a submaximum N 30 E 10 NE, and another submaximum at N 80 E 20 E.

In the neighborhood of Millbrook, which is about 10 kilometers south of the place where the carbonate Block 3 passes under the pelitic cover, the cover must be thick, as the prevailing pitch of the B-axes of the cover is southward. Block 3 in Shekomeko Valley shows only a few outcrops scattered amidst glacial drift. The few measurements available suggest a concentration of beta at N 20 E and another about N 60 E with a maximum near east-west that would indicate Plan II. There are not enough data to justify a conclusion, except that the whole block of carbonates disappears under the pelites farther south than the disappearance of Block 2 and is therefore probably above Block 2.

The swing in beta concentration from N 10 W to N 30 E in the composite diagram of the pelitic cover indicates a rotation around the *c* fabric axis. This triclinic twist that is registered in the fabric diagrams is also visible in hand specimens of slaty phyllite from rocks dipping both under and over the carbonate plate of Block 2.

Thus the general east-west direction of movement in Plan III is clearly recorded in the carbonates of Block 2 and can be recognized in the lowermost Block 1 as a B-axis that is younger than the B-axis of Plan II. It is the prevailing movement that forms Plan III in the recumbent folds of the pelitic cover under which the carbonate rocks have disappeared.

In certain places, particularly around the northern and western flanks of Stissing Mountain steep axis folding suggests a braking effect on the east-west movement. This braking was apparently caused by some rigid hindrance to further advance.

The east-west submaximum that appears in the composite diagram of the pelitic rocks would seem to correspond with the north-south movement direction of Plan II. Whether such a movement in the pelitic cover antedated Plan III or whether it is a later recurrence of the movement of Plan II has not yet been determined. It might be similar to the structure described by *Fuchs* in the advance of the quartz phyllonite over the Rhaetic beds in the mountains west of Brenner Pass in Tirol. There the recurrence of an earlier movement, in places interfering with the later plan, has caused a superposition of different B-axes. This problem must be studied further in more oriented hand specimens and more grain fabric analyses from the phyllonites of the pelitic rocks of the Taconic sequence, in relation to their mineral crystallization and to their precrystalline and post

crystalline deformation. *Balk* has suggested that where an east-west lineation is locally strongly developed, it is an evidence of eastward moving thrust displacement. He has mapped several thrusts on the basis of this evidence and has assumed that the displacement has died out where the evidence derived from what he calls "*a* lineations" is absent. The east-west beta axes, which can be shown in many specimens to be true B-axes of crumples and to be even indicative of the movement sense, cannot be explained in this way. Therefore it remains for further work to determine the distinction between *b* lineation and *a* lineation in the regional tectonics of the area, a distinction which, as repeatedly pointed out by Professor *Sander,* is not a matter of assertion but which depends on careful determination of the symmetry by both megafabric and grain fabric analysis. The modern tectonic syntheses of the regional structure of the Tirol Alps encourages the hope that valuable results will come from similar tectonic analyses of the Appalachian Mountains.

Literature.

Balk, Robert, Structural and Petrologic studies in Dutchess County, New York. Part I. Geologic structure of sedimentary rocks. Geol. Soc. Am., Bull. 47, 685 to 774, 1936. — *Balk, Robert,* Fabric of quartzites near thrust faults. Jour. of Geol. 60, 415—435, 1952. — *Fuchs, Alfred,* Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen I (Berge westlich des Brenner). Jahrb. d. Zweigst. Wien d. Reichsst. f. Bodenforschg. 89, 233—284, 1939. — *Fuchs, Alfred,* II (Kalkalpen, Achensee — Kaisergebirge). Neues Jahrb. f. Mineralogie usw., Abhandlungen, Abt. B, 88, 337—373, 1944. — *Karl, F.,* Analytisch-tektonische Studien an Gesteinen des Gerlostales. Neues Jahrb. f. Mineralogie usw., Monatsh. 1, 5—24, 1952. — *Knopf, E. B.,* Stratigraphy of the Lower Paleozoic rocks surrounding Stissing Mountain, Dutchess County, New York (Abstract). Geol. Soc. Am., Bull. 57, 1211 to 1212, 1946. — *Ladurner, J.,* Beiträge zur Typisierung von Quarzfalten. Min. u. Petr. Mitt., 3rd ser. 2, 47—66, 1952. — *Prindle, L. M.,* and *E. B. Knopf,* Geology of the Taconic Quadrangle. Am. Jour. of Sci., Fifth Ser. 24, 257—294, 1932. — *Sander, Bruno,* Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht). Mitteilungen d. Reichsst. f. Bodenforschg. Wien 1—94, 1942. — *Sander, Bruno,* Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Part I, Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. Springer-Verlag, Wien und Innsbruck, 1942. — *Sander, Bruno,* Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Part II, Die Korngefüge. Springer-Verlag, Wien und Innsbruck, 1950.

Aus dem Geologischen Institut der Universität Neuchâtel, Schweiz.

Über einige Züge von unter geringer Bedeckung entstandenen Falten.

Von

E. Wegmann.

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 29. Mai 1953.)

Einleitung.

In manchen, sogar modernen Arbeiten und Lehrbüchern wird der Gebirgsbau tieferodierter kristalliner Gebiete mit den Falten des Juras verglichen: die Verfasser legen etwa dar, daß die Faltung „einfach" oder „jura-ähnlich" sei und scheinen zu glauben, daß dies keiner weiteren Erklärung mehr bedürfe. Meist werden solche Falten als sinusoidartige Kurven gezeichnet. Ein solch oberflächlicher Vergleich scheint dazu angetan, Verwirrung zu stiften, und zwar sowohl in bezug auf den Bau und das Bewegungsbild des kristallinen Grundgebirges als auch des Juras und ähnlicher Gebirge. Auf der anderen Seite möchten wir auch nicht die gegenteilige, weitverbreitete Meinung unterstützen, daß es nämlich einen grundlegenden Unterschied zwischen dem Gebirgsbau metamorpher Gebiete gebe: im Gegenteil, eine Reihe von Bautypen sind beiden gemeinsam: denn einerseits zeigt sich, daß über und neben den metamorphen unmetamorphe Teile des Oberbaues liegen und miteinander durch Übergänge verbunden sind; anderseits erfolgte in manchen Fällen die Deformation vor der Metamorphose, also in unmetamorphem Zustande. In solchen Fällen wird der Deformationsstil erst verständlich, wenn er mit demjenigen unmetamorpher Gebiete verglichen werden kann. Um ihren Stil zu erfassen, ist es nötig, das Verhältnis der Einzelheiten verschiedener Größenordnungen (Form, Lage, Orientation, Größe, Chronologie usw.) zu den Großformen zu kennen (*Wegmann,* 1951).

Die tektonischen Untersuchungsmethoden und ihre Ergebnisse haben sich im alten Grundgebirge und in den jungen Kettengebirgen von ganz verschiedenen Ausgangspunkten her entwickelt, so daß dieselben Ausdrücke in verschiedenen Gebieten nicht den gleichen Inhalt decken. Bautypen und Bauformeln wurden schon zur Zeit des Neptunismus vom Flözgebirge auf kristalline Gebiete über-

tragen. Diese Tendenz machte sich auch später und bis heute geltend, wobei allerdings die Hypothesen, welche das Grundgebirge als rein magmatisch betrachteten, eine Ausnahme bildeten. Die historische Entwicklung der gegenseitigen Beeinflussung der Grundgebirgs- und Kettengebirgstektonik ist reizvoll, da sie manche Mißverständnisse aufklärt, indem sie frühere Versuche und Erkenntnisse in ihrem Rahmen verstehen hilft; es zeigt sich dabei oft, daß diese Versuche gemacht werden *mußten* (denn das Ergebnis war ja nicht vorauszusehen), um zu den jetzigen Anschauungen zu kommen, die ja ihrerseits von unseren Nachfolgern kritisiert und verbessert werden.

Es ist nicht unsere Absicht, hier diese Beziehungen darzulegen; wir wollten aber diese wenigen Andeutungen vorausschicken, um unsere Ausführungen in einen größeren Zusammenhang einzufügen. Dabei möge kurz an die Entwicklung der Juratektonik erinnert werden; es ist nicht nötig, auf Einzelheiten einzugehen, da die großartige Monographie von *Emmanuel de Margerie* (1922) nicht nur eine Übersicht über die ganze Literatur, sondern auch Reproduktionen der wichtigsten Profile und Kartenausschnitte bietet.

Bemerkungen zur Bauforschung im Jura.

Die Tektonik des Juras entwickelte sich aus der Verfolgung der stratigraphischen Einheiten. *Thurmann* (1832 bis 1836, 1836. 1853) suchte zu beiden Seiten der Mulden und Sättel die gleiche Abfolge der Kalk- und Mergelkomplexe und konstruierte auf diese Weise seine Profile; sie entsprechen daher mehr dem, was man heutzutage eine Bauformel nennen würde. *Gressly* (1838 bis 1841) führte den Begriff der Fazies ein und zeigte, daß die lithologischen Grenzen nicht immer den stratigraphischen entsprechen. Einige seiner Profile sind bereits in einer recht naturnahen Weise gezeichnet (z. B. seine handgezeichneten Schnitte über die Gegend des Tunnel des Loges, Kanton Neuchâtel).

Von diesen Ausgangspunkten ausgehend, wurde der Bau des Juras und eines großen Teiles der Alpen hauptsächlich als *faziesstratigraphisches Flächengefüge* untersucht. Der innere Bau der einzelnen lithologischen Komplexe fand, mit wenigen Ausnahmen, verhältnismäßig wenig Beachtung, obwohl ein Faltengebirge, das sozusagen unter freiem Himmel gebildet wurde, außerordentlich wertvolle Beispiele für die vergleichende Tektonik liefern kann. Will man die Deformationen, welche unter verschiedener Überdeckung entstanden sind, charakterisieren und vergleichen, so müssen natürlich auch die *unter geringster Bedeckung entstandenen* bekannt sein. Als erstem in der Reihe der verschiedenen

Stockwerke kommt ihm besondere Bedeutung zu. Unter keinen Umständen geht es an, den Stil des obersten Stockwerkes einfach auf tiefere zu übertragen, oder umgekehrt.

Wir greifen hier *als Beispiele* einige weniger bekannte Züge aus dem Bau des obersten Stockwerkes, wie es sich im Jura darbietet, heraus; Lokalbeschreibungen, Vollständigkeit und Ausführlichkeit sind im Rahmen dieser kurzen Darlegung nicht möglich.

Beziehungen zwischen Krümmungsbild und Gleitungsbild.

Schon den ersten Beobachtern ist die Aufeinanderfolge der Kalk- und Mergelkomplexe aufgefallen, da die mächtigen Kalkbänke meist das sichtbare Gerüst der Landschaft bilden und gut aufgeschlossen sind. In den meisten Fällen sind sie nicht nachweisbar intern deformiert. Die Feinstruktur der Fossilien ist oft sehr gut erhalten. Wo Makrofossilien deformiert sind, wie etwa im oberen Hauterivien, wurden sie, wie sich in manchen Fällen zeigen läßt, zwischen der Einbettung und der Verfestigung des Gesteins umgestaltet. Die Anpassung der mächtigen Kalkbänke an die Krümmungen verschiedener Größenordnungen geschieht hauptsächlich teils an alten Rissen und Klüften, teils durch Zerbrechen und Bewegung der einzelnen Bruchstücke gleicher oder verschiedener Form im Verhältnis zueinander.

Für die tektonische Analyse ist das Aneinandergleiten der Bruchstücke die wichtigste Bewegung, weil sie meist in Form von Harnischen und Rutschflächen mit Kritzen und Kannelierungen, meßbare Spuren hinterläßt. Ihre Richtung läßt sich einmessen und ihr Bewegungssinn durch Betasten mit den Fingerspitzen oder durch die Polarität der Form feststellen.

Mißt man das Streichen und Fallen der Schichtebenen einer Antiklinale in einem nicht zu breiten Querstreifen im Felde und trägt man die erhaltenen Ergebnisse auf der Lagenkugel (*Sander*, 1948) auf, so ergibt sich in vielen Fällen ein wenig breiter Streifen, d. h. eine ausgesprochene Zone (Krümmungsbild). Konstruiert man ein ähnliches Diagramm aus den Bewegungsspuren auf den Schichtflächen, so ergibt sich eine zweite Zone (Gleitungsbild), welche in der Regel nicht mit der ersten zusammenfällt. Die meisten Querscheiben dieser Art sind daher nicht symmetrisch gegenüber einer Ebene, welche auf der einen dieser Achsen senkrecht steht; sie sind daher *trikline* Gebilde (*Sander*, 1948, S. 82). Der größte Teil der Jurafalten, jede als Einheit betrachtet, ist ebenfalls triklin.

Theoretisch würde man annehmen, daß die Schichten, wie die Blätter eines Heftes, beim Krümmen übereinandergleiten, daß also die beiden Vorgänge zueinander gehören und daher eine gemein-

same Achse hätten. Da dies in der Natur meist nicht der Fall ist (einige meiner Schüler haben unabhängig mehrere Reihen von Messungen wiederholt), ergeben sich daraus einige neue Gesichtspunkte; diese wiederum zeigen Wege, die von uns teils schon beschritten, teils weitgehend zurückgelegt wurden. Es ist hier nicht möglich, einzelne Fälle zu beschreiben und auf alle Nebenerscheinungen einzugehen. Hier seien lediglich einige damit verknüpfte Begleiterscheinungen angeführt. Sie mögen zeigen, daß es sich dabei nicht um eine einfache Reihe von Folgen handelt, sondern um ein kompliziertes Ineinandergreifen, das uns weit in die Probleme der Kinematik dieser Falten hineinführt. In der Natur tritt im einzelnen Falle die eine oder andere Verbindung zwischen den verschiedenen Bedingungen deutlicher hervor und erlaubt auf diese Weise, die einzelnen Faktoren zu unterscheiden. Als hauptsächlichste Gründe des Nichtzusammenfallens der beiden Achsen möchten wir anführen:

1. Die Jurafalten sind nicht so regelmäßige Zylinder, wie es manche Darstellungen glauben machen könnten, sondern sie sind auf dem Rücken und an den Seiten mit Ausbauchungen versehen; diese können sich in ähnlicher Form in regelmäßigen Abständen folgen, oder aber unregelmäßig sein, oder unregelmäßig erscheinen. Die Ausbauchungen entstehen teils als Folge der disharmonischen Bewegungen der Mergelhorizonte, teils durch Bewegungen innerhalb der Kalksteinsfolgen (cf. 4).

2. Neben den großen, bekannten Querverschiebungen des Juras (wie z. B. die von Vallorbe-Pontarlier), gibt es viele kleinere, welche teils eine Antiklinale, nur eine Flanke oder nur einen Teil einer Flanke schief durchschneiden. Sie beeinflussen natürlich sowohl das Krümmungs- als auch das Gleitungsbild.

3. Die Gleitungen folgen nur teilweise den Schichtflächen; oft greifen sie in den Flanken in die Bänke hinein und schneiden sie unter spitzem Winkel (20^0 bis 30^0). Die gleiche Bewegung, welche teilweise auf der Schichtfläche erfolgte, setzt sich in der spitz schneidenden fort. Diesen Flächen kommt in vielen Antiklinalen eine wichtige Funktion zu.

4. Die Kalkmassen sind oft auf eine besondere Weise in kleinere und größere einheitliche Bewegungseinheiten aufgeteilt. Diese sind durch steile und söhlige Gleitflächen begrenzt. Die Kritze und Kannelierungen zeigen gleiche Richtung und gleichen Sinn auf der steilen wie auf der söhligen Gleitfläche; beide unterscheiden sich dadurch von denjenigen der nächsten Bewegungseinheit. Das Einmessen der Bewegungsrichtung und die Feststellung des Sinnes erlauben in vielen Fällen, diese Einheiten zu begrenzen (vgl. Abb. 1 a).

In einigen Fällen zeigen die Kritze auf den steilen Gleitflächen Bögen (vgl. Abb. 1 b); die genauere Untersuchung ergibt, daß die Kalksteinsmasse auf anisometrischen Bruchstücken transportiert wurde. Die Bruchstücke funktionierten wie Rollen, die aber nicht einen runden, sondern einen länglichen Querschnitt hätten. Die Bewegungseinheit wurde dadurch leicht gehoben und gesenkt und die Bewegung bildete sich in den bogenförmigen Kritzen ab. In den meisten dieser Fälle handelt es sich um kurze Transporte.

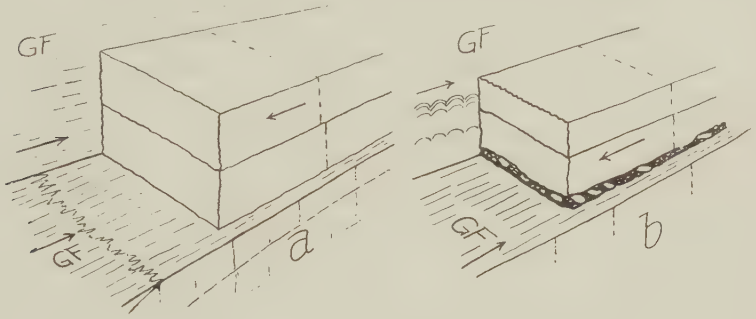


Abb. 1. Schematische Darstellung der steilen und söhligen Gleitflächen, welche eine Bewegungseinheit der Kalksteinmassen begrenzen: a) mit gleichgerichteten Kritzen auf der steilen und der söhligen Gleitfläche; b) mit bogigen Kritzen auf der steilen Gleitfläche. (GF = Gleitfläche; Pfeile geben die relative Bewegungsrichtung an.)

5. Die Gleitrichtung dieser Kalkmassen hängt weithin von der Zerklüftungsweise ab. Diese zeigt eine Reihe von verschiedenen Typen. In den groben Bänken des Malm und der unteren Kreide kann man zwei Gruppen von Typen feststellen:

a) Die Klüfte der Kalkbänke schneiden die Achsen der Antiklinalen schief (hk0); d. h. ihre Spuren an der Oberfläche laufen schräg auf den Flanken.

b) Das System besteht aus querlaufenden und achsenparallelen Klüften (ac und h01); d. h. die Spuren laufen parallel einerseits dem Streichen und anderseits dem Fallen der Flanken.

Es ist wahrscheinlich, daß es sich dabei in manchen Fällen um Kluftsysteme handelt, die vor der Faltung angelegt und von dieser als Artikulationen benutzt wurden. Ihre Ähnlichkeit mit den Mustern des Tafeljuras ist manchmal auffallend; ganz besonders ist dies der Fall in den großen Platten von Kalkbänken, welche nicht gekrümmt, sondern nur an engbegrenzten Scharnieren gedreht wurden. Die typischen Ausbildungen dieser Klüfte wechseln miteinander in begrenzten Bereichen ab; dazwischen interferieren sie oft und sind dann weniger leicht zu entwirren. Es sei nicht verschwiegen, daß in manchen Fällen aufeinanderfolgende Über-

prägungen durch jüngere Kluftsysteme die Deutung schwierig oder unmöglich machen können.

6. Die Kalkmassen von einigen Metern bis einigen zehn Metern Größe, welche an zusammengehörigen steilen und söhligen Gleitflächen verschoben wurden, übernehmen in vielen Fällen durch ihre gegenseitigen Bewegungen die Anpassung der mächtigen Kalkplatten an den Faltenwurf, wie er im Maßstabe von 1 : 25.000 oder noch stärkerer Verkleinerung erscheint.

7. Da die Jurafaltung sich in mehreren getrennten Episoden entwickelte (*Brückner,* 1902, in neuerer Zeit besonders von *Glangeaud,* 1949, unterstrichen), ist es möglich, daß in gewissen Fällen das Krümmungs- und Gleitungsbild nicht gleich alt sind. Beispiele, welche sicher diesem Falle zuzuweisen wären, sind uns bis jetzt nicht bekannt. Da besondere Umstände für den Nachweis nötig sind, ist es wahrscheinlich, daß solche Fälle in dazu geeigneten Gegenden gefunden werden.

Nehmen wir zu diesen, bisher nicht beschriebenen Zügen und Abmessungen der tektonischen Gebilde die bereits bekannten Erscheinungen hinzu, wie die disharmonische Faltung, die Abscherung des Schichtstoßes über dem Buntsandstein (*Buxtorf,* 1908), der Wechsel der Formen mit der Mächtigkeit und der Zusammensetzung der stratigraphischen Serie, die Kofferform eines großen Teiles der Falten, die Höhenlage des Sockels unter dem Jura gegenüber den umgebenden Becken, die mehrfachen Überprägungen, so bekommen wir ein anschauliches Bild eines unter geringster Überdeckung entstandenen Faltenstranges.

Literatur

Brückner, Ed. (1902), Notice préliminaire sur la morphologie du Jura Suisse et Français. Arch. des Sc. phys. et nat. 4, t. 14, p. 633—642. — *Buxtorf, Aug., E. Künzli* und *L. Rollier* (1908), Geologische Beschreibung des Weißensteintunnels und seine Umgebung. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 21 L., XII et 148 p., 8 pl. — *Glangeaud, L.* (1949), Les caractères structuraux du Jura. Bull. Soc. géol. de France (5) t. 19, p. 669—688, 2 fig. — *Gressly, A.* (1838—1841), Observations sur le Jura Soleurois. N. Mém. Soc. Helv. Sc. Nat., t. 2, 4, 5, Neuchâtel, 349 p., 14 pl. — *Margerie, Emmanuel de* (1922), Le Jura. Mém. pour servir à l'expl. de la carte géol. dét. de la France, XII et 642 p. — *Sander, Bruno* (1948), Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I. X et 215 p., 66 fig. — *Thurmann, J.* (1832—1836), Essai sur les soulèvemens jurassiques du Porrentruy. Mém. soc. d'Hist. Nat. de Strasbourg, 84 p., 5 pl. — *Thurmann, J.* (1836), Essai sur les soulèvemens jurassiques. Second cahier. Porrentruy. VIII et 51 p., 3 pl. — *Thurmann, J.* (1853), Résumé des lois orographiques générales du système des Monts-Jura, pour servir de prodrome à son nouvel ouvrage sur ce sujet. Actes Soc. Helv. Sc. Nat., 38e sess., Porrentruy, p. 280—292, 10 fig. (Réédité par la Soc. Jurass. d'Emulation 1951). — *Wegmann, Eugène* (1951), L'analyse structurale en géologie. Sciences de la terre, Act. scientif. et industr. 1156, p. 55—64.

Vorläufige Ergebnisse von Gefügeuntersuchungen in den Kitzbühler Alpen.

Von

Alfred Fuchs, Kramsach (Tirol).

Mit 4 Diagrammen.

(Eingelangt am 1. September 1953.)

Der Verfasser hat in den Jahren 1939 bis 1941 mit Hilfe eines Stipendiums der Deutschen Forschungsgemeinschaft über Anregung und in enger Fühlung mit seinem Lehrer *Bruno Sander* Untersuchungen am tektonischen Gefüge eines Bereiches der Ostalpen gemacht, der einen Teil der Kalkalpen (Kaisergebirge—Achensee), die Grauwackenzone um Kitzbühel und den südlich anschließenden Tauern-Nordrand zwischen Schönach- und Hollersbachtal umfaßt hat. Das Ziel dieser Arbeiten war, in Form eines Teilquerschnittes durch die Ostalpen die tektonischen Zusammenhänge zwischen den genannten drei großen Einheiten zu klären. Damit sollte auch Anschluß gefunden werden an die Arbeiten *Sanders* (1939, 1942) am Tauern-Westende.

Die Ereignisse des Krieges und der Nachkriegszeit haben einen Abschluß dieser Arbeiten nicht mehr erlaubt. Wohl war es dem Verfasser noch möglich, die Ergebnisse der erstmaligen Anwendung der gefügekundlich-tektonischen Untersuchungsmethoden in kalkalpinen Gebieten zu publizieren (*Fuchs* 1941), die umfangreichen Beobachtungen aus den übrigen Gebieten mußten aber bis jetzt, nur zum Teil ausgewertet und in Übersicht gebracht, liegen bleiben.

In der Zwischenzeit sind die Untersuchungen *Karls* (1952) in die genannten Gebiete der Tauern vorgedrungen und haben auf Grund einer eingehenderen Befassung und einer Kartierung gebietsweise bessere Einsichten gebracht.

Das Ziel einer tektonischen Analyse, die so weit als möglich rückschreitende geschlossene Darstellung des tektonischen Schicksals, ist im untersuchten Bereiche der Kitzbühler Alpen noch nicht erreicht worden. Der Verfasser hat nämlich erst in den letzten sechs Jahren bei seinen ausschließlich praktisch-geologischen Arbeiten in

den Ostalpen die große Bedeutung der jüngsten tektonischen Ereignisse, die blockweisen, manchmal beträchtliches Ausmaß habenden Verschiebungen an weit durchgreifenden Scherflächensystemen erkennen gelernt. Diese Zonen unstetiger Blockbewegungen sind auch in den Kitzbühler Alpen gegeben und machen sich im Relief als Bereiche geringeren Widerstandes gegenüber der Erosion in Form von mehr oder weniger großen Furchen bemerkbar und sind als Gefügerelief (*Sander* 1948) in klare Beziehung zu bringen zu vorherrschenden Kluftrichtungen. Die Analyse hätte bei ihrem Versuch, den tektonischen Ablauf konstruktiv rückgängig zu machen, bei diesen jüngsten Ereignissen zu beginnen gehabt, um dann zu den Phasen mit stetiger Durchbewegung fortzuschreiten. Der Verfasser ist heute auf Grund eines Studiums der Luftbilder eines Teilbereiches der Kitzbühler Alpen mit dem Stereoskop überzeugt, daß ein Großteil der Kompliziertheit des Kartenbildes im Raume zwischen Großache und Inn diesen Blockbewegungen zuzuschreiben ist.

Im folgenden wird nun ein kurzer Bericht über die bisherigen Untersuchungsergebnisse erstattet.

Der untersuchte Bereich ist umgrenzt von der Linie Hopfgarten—Söll—St. Johann—Fieberbrunn—Mittersill—Gerlospaß—Westendorf—Hopfgarten. In diesem Gebiete wurden rund 5000 lineare und flächige Gefügedaten gemessen und etwa 400 Handstücke orientiert entnommen.

Die im Gelände gemessenen und die aus der Durchmessung der Handstücke gewonnenen Daten wurden in Diagrammen von 130 Teilbereichen in Übersicht gebracht, von denen nur die B-Achsen- und die β-Diagramme, nicht aber die Kluftdiagramme ausgezählt wurden. Auf einer Vergrößerung der geologischen Karten *Ohnesorges* auf 1 : 10.000 wurden die gemessenen Daten in Form kleiner Diagramme eingesetzt, ebenso die B- und β-Diagramme der 130 Teilbereiche auf einer Karte 1 : 25.000. Zur Kennzeichnung der Homogenbereiche in bezug auf die Achsenrichtungen wurden diese in einer Verteilungsanalyse auf Karten 1 : 75.000 dargestellt.

B-Achsen: Im Diagramm 1 als Sammeldiagramm sind die (408) Schwerpunkte aller B-Maxima der 130 Teilbereiche dargestellt. Man erkennt zwei Gruppen von je drei Häufungen um EW und NS. Die erstgenannte Gruppe umfaßt die Maxima N 88 W 2 E (im folgenden kurz EW genannt), N 70 W 0 (WNW) und ein schwächer besetztes bei N 74 E 4 E (ENE), die zweite Gruppe die Maxima N 26 W 19 S (NNW), N 2 W 14 S (NS) und N 22 E 7 S (NNE). Neben diesen sind noch bei N 49 E 7 W (NE), N 25 W 30 N und N 44 W 80 S schwach besetzte Häufungen gegeben.

Man findet im Handstück- oder Aufschlußbereich mehrfach Überprägungen von zwei und mehr Faltenachsen, die gleich liegen wie die in Diagramm 1 gegebenen B-Maxima, auch solche, die zwei benach-

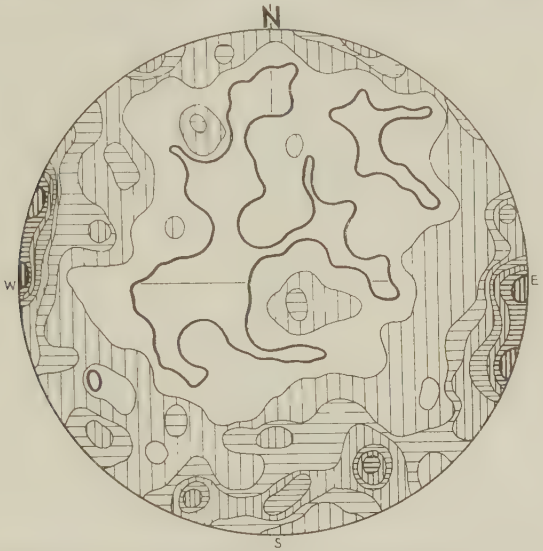


Diagramm 1. 408 Schwerpunkte aller B-Maxima aus 130 Teilbereichen der Kitzbühler Alpen. Besetzungsdichte %: 5·1—4·4—3·7—2·9—2·2—1·5—0·7—0. Die Grenze gegen die Besetzung Null ist dick gezeichnet.

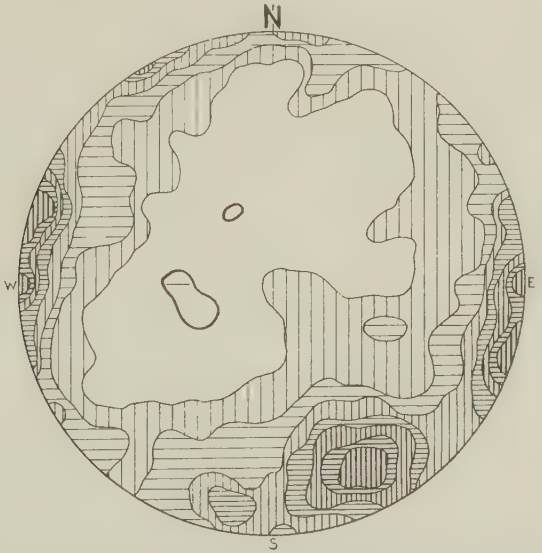


Diagramm 2. 2802 B-Achsen aus dem gesamten untersuchten Gebiete. Besetzungsdichte %: 3·5—3—2·5—2—1·5—1—0·5—0.

barten Maxima entsprechen. In den B-Diagrammen der Teilbereiche bleiben solche benachbarte B-Maxima oder andere Gruppen über mehrere Teilbereiche hin persistent oder (bei Verstellung durch Über-

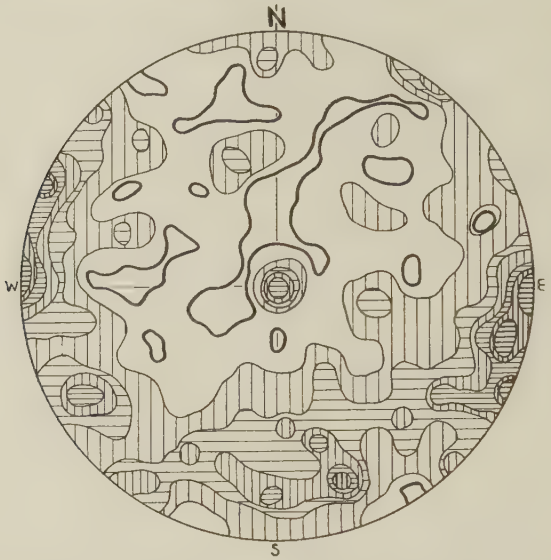


Diagramm 3. 420 Schwerpunkte sämtlicher (stark bis schwach besetzter) β-Maxima. Besetzungsdichte %: 4·3—2·9 - 2·1—1·4—0·7—0.

Diagramm 4. 158 Schwerpunkte der dichtesten β-Maxima. Besetzungsdichte %: 6·3—5·1—3·8—2·5—1·3—0.

prägung) auf Kleinkreisen persistent. Damit ist die Unzufälligkeit der Lagen der B-Achsen nachgewiesen.

In zahlreichen Fällen konnten Altersbeziehungen der überprägten B-Achsen nachgewiesen werden. Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht über das relative Alter der B-Achsen:

Tabelle. *Übersicht über die Altersbeziehungen der B-Achsen.*

Achsenrichtung							
NNW	NS	NNE	NE	ENE	EW	WNW	NW
					00		XX
				00			XX
0000							XXXX
						00	XX
			0				X
	0						X
00			XX				
			X			0	
			0				
		00	XX				
			0	X			
			X	0			
	0		X				
					XX	00	
	000				XXX		
					0	X	
		0			X		
00					XX		
X	0						
0000	XXXX						
	X	0					
	0			X			
						0	
X					0		
X							
00						XX	
				XXXX		0000	
		00				XX	
		00		XX			
		X		0			
000				XXX			
00		XX					
X		0					
X0							
		X0					

X = jünger, O = älter, Zahl der Zeichen = Zahl der beobachteten Überprägungen.

Neben diesen wenigen, in der Tabelle angeführten Überprägungen sind zahlreiche andere in stark gefalteten Bereichen festgestellt worden, in denen nur die Richtung des jüngeren B′ und der (oder die) Winkel, den das jüngere B′ mit dem (oder den) abwickelbaren älteren B, nicht aber die ursprüngliche Lage dieses (dieser) B bekannt ist. Bei einer eingehenderen Analyse wird wohl in einem Teil der letztgenannten Fälle das ältere B den Maxima des Diagramms 1 zuordenbar werden.

Die Tabelle zeigt, daß nur die NW-Achsen als jüngste, also von keiner anderen Achsenrichtung überprägt, gefunden wurden. Alle anderen Achsenrichtungen sind sowohl jünger als älter, also überprägend und überprägt, gegeben.

Es erscheint mir jetzt sehr gewagt, alle diese B-Maxima ebensovielen Beanspruchungsplänen, bei mehrmaliger Betätigung des einen oder anderen Planes, im Sinne der Überprägungstabelle zuordnen zu wollen. Bei einem Vortrag auf der Tagung der österreichischen Geologen in Schruns 1953 hat *Karl* dieses Problem erstmalig angeschnitten, indem er zur Frage gestellt hat, inwieweit die Prägung charakteristischer B-Achsen-Richtungsgruppen einem einheitlichen und gesetzmäßigen Bewegungsablauf zuordenbar ist und somit die einzelnen B-Richtungen eher für die Auflösung des Bewegungsmechanismus verwendet werden sollen, als für die relative zeitliche Trennung einzelner B-achsialer Prägungen untereinander. Es wird gut sein, *Karls* weitere Ergebnisse abzuwarten, ehe in den Kitzbühler Alpen zu einer Synthese geschritten wird.

In diesem Zusammenhange sei darauf aufmerksam gemacht, daß das Diagramm 1 eine deutliche rhombische Symmetrie in bezug auf die Maximagruppen um EW und NS zeigt: Die Winkel zwischen EW und ENE einerseits und EW und WNW anderseits sind nahezu gleich (18°, 17°), ebenso die Winkel zwischen NS und NNW (24°) und NS und NNE (24°); der Winkel zwischen EW und NS ist 84°.

In dem Diagramm 2 sind sämtliche (2802) eingemessenen B-Achsen eingetragen. Im großen gesehen ist eine Ähnlichkeit mit Diagramm 1 gegeben, die Lage der Maxima um NS ist jedoch anders. Dies ist darauf zurückzuführen, daß die B = NNW, NS und NNE am häufigsten durch überprägende Beanspruchungen verstellt und damit die in Teilbereichen persistenten Maxima im Diagramm 2, welches den gesamten, in bezug auf die Lage der genannten B inhomogenen Bereich darstellt, verwischt wurden und andere, nicht bezeichnende Häufungen bei N 11 E 10 S und N 26 W 18 S entstanden sind. Die Häufungen EW und WNW sind in beiden Dia-

grammen gleich: diese sind meist verhältnismäßig jung und sind daher selten verstellt worden.

β-Achsen: In den gleichen 130 Teilbereichen wurden die eingemessen vorherrschenden s-Flächen auf der Lagenkugel zum Schnitt gebracht und die Häufungen der Schnittlinien durch Auszählen als β bestimmt.

In dem Diagramm 3 sind die (420) Schwerpunkte aller (dicht bis schwach besetzten), in dem Diagramm 4 nur die dichtest besetzten (158) β gesammelt verzeichnet. Man sieht vergleichend mit Diagramm 1 im großen eine ziemlich weitgehende Ähnlichkeit des besetzten Bereiches der Lagenkugel, wenn auch die Lage der Häufungen etwas voneinander abweicht. In den Teilbereichen ist häufig ein Zusammenfallen von B und β gegeben, stellenweise aber sind die B- und β-Diagramme völlig verschieden.

Die regionale Verteilung der s-Flächen, B- und β-Achsen:

Aus dem in bezug auf die Gefügedaten so bunten Kartenbilde greifen wir zuerst die halbwegs homogenen und übersichtlichen Bereiche heraus.

In dem Raume zwischen Windau- und Spertental erstreckt sich die Serie Quarzphyllit, Grünschiefer, Grauwackenschiefer, Dolomite und Porphyroide stofflich in Richtung NNW—SSE. Hier herrschen im N-Teil NNW-Achsen, gegeben durch Falten jeden Ausmaßes und durch gleich liegende β bei sehr verschieden streichendem s („s" hier und im folgenden = „vorherrschendes s"). B und β sind im Nordteil 0° bis 40°, im Durchschnitt 20° nach SSE geneigt. Diese stoffliche NNW-Achse ist im Gebiet Nazlberg—Fleiding und in dem Porphyroidzug Gampenkogel—Haglaalm—Durachalm und in den Grauwackenschiefern östlich davon bis in den Boden des Spertentales hinab gegeben. Westlich des letztgenannten Zuges aber herrscht im Raume Brechhorn—Floch—Gerstinger Joch ein Streichen von s zwischen ENE und WNW bei mittelsteilem Einfallen nach s. Falten mit B = ENE bis WNW, die jünger sind als die auf s häufig sichtbaren B = NNW, NS und NNE, sind hier zu beobachten. Gegen S zu werden s und mit ihm die älteren B immer stärker nach S geneigt, bis B im Bereiche zwischen Oberem und Unterem Grund nahezu senkrecht steht: Die drei von Grauwackenschiefern umgebenen Dolomitklötze (Spießnägel, P 1906 und Großer Rettenstein) stellen allem Anschein nach das südliche Ende der von Westendorf nach SSE ziehenden Dolomitzüge dar, welches in die genannten drei Blöcke zerstückelt und steil gestellt wurde. Der die umgebenden Berge um 300 m überragende Große Rettenstein steckt als senkrechter Zahn in seiner Schieferumgebung mit scharf ausgeprägter steiler Achse in Richtung N 30 W 75 S. B und β fallen hier und am

P 1906 zusammen. Auch der vom Großen Rettenstein zu den Spießnägeln im Bogen um die Schöntalalm ziehende Rücken ist steilachsig gebaut, nur ist hier β senkrecht, B schwankt zwischen 50°- und 90°-Einfallen nach E bis SE.

Vom Großen Rettenstein erstreckt sich eine Zone in Richtung ESE über den Paß Thurn nach Mittersill, die gekennzeichnet ist durch eine ziemlich konstante Lage von s (WNW streichend und mittelsteil bis steil nach NNE fallend) und durch meist zusammenfallende B und β bei WNW und EW.

Nördlich dieser „Paß-Thurn-Zone" ist zwischen Sperten- und Großachental und darüber hinaus nach E und südlich des Buntsandsteins Hahnenkamm—Ehrenbachhöhe ein Bau mit vorwiegendem meridionalen Streichen von s und mit Falten, deren Achsen zwischen NNW und NNE liegen und die häufig einander überprägt sind, gegeben.

Östlich der Großache zeigt das Kartenbild ein allmähliches Umbiegen der Grünschiefer vom Gamshag in einem weiten, nach W schauenden Bogen bis in das Gebiet des Ranken. Tatsächlich biegt auch das Streichen von s im Nordteil dieses Bogens im gleichen Sinne, bei mittelsteilem bis flachem Einfallen nach E, SE und S. Dieses Umbiegen ergibt ein β, welches im Raume nördlich und nordwestlich der Kelchalpe, am Göbrajoch und am Ranken deutlich hervortritt und bei N 75 E 45 E liegt. Wieweit die Faltenachsen dieses Umbiegen mitmachen, konnte noch nicht geklärt werden. Östlich Jochberg sind NNW-, NS- und NNE-Achsen, wie westlich der Großache, auch einander überprägt, gegeben, weiter gegen NE (Ranken) zu werden die NNE- und NE-Achsen mehr betont. Ähnliches findet man auch am Höhenzug Pengelstein—Steinbergkegel.

Der Übergang des Bereiches mit NNW- und NNE-Achsen in die Paß-Thurn-Zone ist nur im Gebiete des Talsen studiert worden. Ähnlich wie im Gebiete Brechhorn—Gerstinger Joch trifft man südwärts gehend immer häufiger Überprägungen mit B = EW bis WNW, bis man schließlich in der geschlossenen isoklinen Paß-Thurn-Zone ist.

Der Raum zwischen der Paß-Thurn-Zone und dem Salzachtal, das sind die Steinkogelschiefer mit ihrer Umgebung, zeigt folgendes Gefüge: Am Höhenzug vom Großen Rettenstein zum Frühmesser ist in den Quarzphylliten vorwiegend WNW-Streichen von s bei sehr steilem Einfallen nach S gegeben. β und B liegen N 60 bis 70 W, ein zweites, älteres B ist mittelsteil nach SE geneigt und ist allem Anschein nach jenes NNW-B, das im Brechhorn-Gebiet im gleichen Sinne von den Plänen mit b um EW mit s nach Süd geneigt wurde. In den Steinkogelschiefern und Gabbroamphiboliten des Früh-

messers fällt s bei gleichem Streichen mittelsteil nach S bis SSW ein, am S-Rande der Steinkogelschiefer beobachtet man im Dirnbach ganz geringes Einfallen nach N, NE und E. Sehr ähnliche Verhältnisse zeigt das Profil Steinkogel—Roßkogel. Der die Steinkogelschiefer unterlagernde Phyllit zeigt auf der Pinzgauer Sonnseite im großen gesehen ein mittelsteiles Einfallen nach N. Damit ist die Muldenform in NS-Richtung *(Ohnesorge)* bestätigt. Diese ist aber auch in EW-Richtung gegeben. Die Phyllite zeigen nämlich im Ostteil (äußerer Mühlbach bis Neukirchen) ein deutliches W-geneigtes β und B, bei N- bis NNW-Fallen von s, ebenso die Steinkogelschiefer SW von der Püchlingerhütte (hier bei mittelsteilem Einfallen nach S bis SSW). Im Westen (Raum Wald—Laubkogel—Gamskogel—Hörndlberg) sind β und B nach E geneigt und streichen EW und WNW. s dreht um das β bei sehr wechselndem Streichen. In den Phylliten der Südhänge zwischen Wald und Ronach sind häufig Überprägungen jüngerer EW-, ENE- und WNW-streichender Achsen über NW-geneigte zu beobachten. Es ist wahrscheinlich, daß die ältere Achse wieder jenes im Norden gegebene NNW-B ist, nur ist dieses hier im Sinne der Mulde mit s nach NW geneigt. Diese älteren Achsen sind auch gegen Bramberg zu da und dort zu finden .

Nach W hin (Ronachgeier—Gerlospaß) werden β und B horizontal, bei EW-, ENE- und WNW-Streichen (vgl. *Karl*).

Der Anschluß der Steinkogelschiefer-Mulde an die Paß-Thurn-Zone ist noch nicht geklärt, genau so wie das Verhältnis der letzteren (NNE-Fallen von s) zu dem mit der gleichen Achse überprägten Gebiet Brechhorn—Gerstinger Joch (S- bis SSW-Fallen von s) noch einer näheren Untersuchung bedarf. Auffallend ist, daß zwischen den beiden Bereichen die steilachsige Zone liegt.

Im Raume E und NE von Kitzbühel herrscht ziemlich gleichförmiges Einfallen der s-Flächen nach Süd in stetigem Anschluß an den bereits erwähnten Bereich Göbrajoch—Ranken, ein Bau, der auch noch in die südlichen Teile des Bichlach und in die Nordhänge der Ehrenbachhöhe hinein reicht. Gegen St. Johann zu, im nördlichen Teile der Grauwackenschiefer und in den Grünschiefern, ist wechselndes Einfallen nach verschiedenen Richtungen, auch steiles EW- bis WNW-Streichen von s im Sinne der Profile *Ohnesorges* gegeben. Der nördlich anschließende Buntsandstein hat einen ähnlichen Bau. Im Buntsandstein und in den Kitzbühler Gesteinen E und NE von Kitzbühel herrschen EW- und WNW-streichende β im Sinne der stofflichen Grenzen auf der Karte. Südwärts (vereinzelt auch nordwärts) geneigte Falten mit B = NNW, NS und NNE sind besonders in den Hängen zur Großache zu finden. B = WNW, EW und ENE sind häufig geprägt.

Das Gebiet zwischen Brixental und Söll-Ellmau scheint besonders stark von den eingangs erwähnten jungen Störungen durchzogen zu sein. Die bisherigen Messungen ergeben ein sehr unbefriedigendes Bild des geologischen Baues, besonders im Bereiche um die Hohe Salve. Die außerordentliche Kompliziertheit des Kartenbildes ist dort vermutlich im wesentlichen auf die Blocktektonik zurückzuführen.

Nördlich der Linie Kirchberg –Stampfangerbach ist vorwiegend WNW- bis EW-streichendes, flach bis mittelsteil nach Süd einfallendes s zu beobachten. Auf s ist häufig das NNW-B, vereinzelt auch das NNE-B zu sehen, überdies Falten mit Achsen in Richtung ENE und WNW. Am Astenberg, der von seinen Nachbarbergen im SW durch weit durchgreifende, NW-streichende Störungen getrennt ist, herrscht ENE-Streichen von s, β und B.

Das nördliche Bichlach, also die Umgebung des Bergbaues Röhrerbühel, ist gekennzeichnet durch vorwiegend wenig geneigtes s, stellenweise unterbrochen durch steil N- bis NNE-fallende Schenkel von Falten verschiedenen Ausmaßes mit B = ENE bis WNW. Diese Falten sind im zur Zeit im Vortrieb befindlichen Südschlage des neuen Schurfbaues am Röhrerbühel schön zu sehen: sie sind unsymmetrisch mit flach S-fallenden Südschenkeln und steil N-fallenden oder überkippten N-Schenkeln und folgen einander in bestimmten Abständen. Allem Anschein nach sind sie typisch für viele Bereiche der Kitzbühler Alpen, die einen Schuppenbau mit annähernd EW-gerichteten Achsen haben (u. a. Röhrerbühel, Astenberg, Klausenbach, Kitzbühel E).

In der Trias des Gaisberges und in ihrer Grauwackenschiefer-Unterlage wurden zahlreiche Achsen- und Kluftmessungen gemacht Eine Synthese scheint dem Verfasser aber erst dann im Bereiche der Möglichkeit zu sein, wenn einige andere heute noch offene Fragen beantwortet sind.

Vormesozoische Strukturen sind in dem untersuchten Gebiete bisher nicht nachweisbar gewesen. Die als solche angesehenen, nahe meridional liegenden Achsenrichtungen (*Metz* 1952) sind in unserem Gebiete auch in den Kalkalpen geprägt.

Literatur.

Sander, B., Untersuchungen am tektonischen Gefüge des Tauern-Westendes. Zs. D. Geol. Ges., Bd. 91, H. 4, 1939. — *Sander, B.*, Über Flächen- und Achsengefüge. Mitt. Reichsamt f. Bodenforschung, 1942. — *Sander, B.*, Einführung in die Gefügekunde der Gesteine. Wien 1948 und 1950. — *Karl, F.*, Analytisch-tektonische Studien an Gesteinen des Gerlostales. N. Jb. Geol., Mh. 1952, H. 1. – *Metz, K.*, Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen. Geol. Rundschau 1952, H. 2. -- *Fuchs, A.*, Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen, II (Kalkalpen Achensee—Kaisergebirge). N. Jb. f. Min., Abh., Abt. B, Bd. 88, 1944.

Departamento Geotécnico, Estudios y Proyectos, *Agua y Energia Electrica*, E. N. D. E., Ministerio de Industria y Comercio, Rep. Argentina.

Veröffentlichung mit Erlaubnis der Ministerien für Industrie und Handel und technische Angelegenheiten (Nr. 149.447/53, 10. 9. 1953).

Flächen- und Achsengefüge in den Pampinen Sierren (Sierre Tucumán, Sierre Córdoba, Argentinien).

Von

Walter Sander.

Mit 2 Textabbildungen und 22 Diagrammen.

(Eingelangt am 1. September 1953.)

Bruno Sander hat in zahlreichen Arbeiten die Bedeutung der „Angewandten Gefügekunde" hervorgehoben und sie stets angestrebt — ja als Grundlage einer modernen Baugrunduntersuchung gefordert. Die Richtungsanisotropien der Gesteine in ihrer technologischen Auswirkung sind an Beispielen belegt worden.

Es werden zwei Beispiele von statistisch-tektonischen Untersuchungen zur Kennzeichnung der Richtungsanisotropien an geologischen Körpern vorgelegt. Als Vorarbeiten ermöglichen sie — rein deskriptiv gewonnen — aus den freisichtigen Gefügedaten im beobachteten Bereich die Koordinaten a, b, c im Raum festzulegen, und bilden die Grundlage für anzuschließende Korngefügeanalyse am Leitzschen Universaldrehtisch, die die genetische Interpretation aus den Gefügekorrelaten bringen soll.

Die anläßlich der mir anvertrauten geologischen Betreuung zweier Hochdrucktunnel-Projekte im kristallinen Grundgebirge der Provinzen Tucumán und Córdoba (vgl. Abb. 1) erarbeiteten Ergebnisse sollen wegen ihres methodischen Wertes und ihrer Bedeutung für die regionalgeologische Synthese nicht vorenthalten sein.

Unbefangen, da mir keine Unterlagen zur Verfügung standen (Blatt Villa Alberdi, 1 : 200.000, der Geologischen Landesaufnahme war noch nicht erschienen, Blatt Alta Gracia ist noch in Vorbereitung), wurden die freisichtigen Gefügedaten vermessen und im fol-

genden als geometrische Elemente, Gerade und Fläche, behandelt und ihr Spiel im Raum in Übersicht gebracht.

Die Aufnahme der Gefügedaten ging unter steter feldgeologischer Kontrolle vor sich und erfolgte in Teildiagrammen unter genauer Beachtung der Persistenzkriterien. Die Bereiche wurden als homogen in bezug auf B und s erkannt.

Aus den Diagrammen ergeben sich völlig ungezwungen und einander kontrollierend die Koordinaten a, b, c, die in den folgenden Übersichten für die bearbeiteten Bereiche somit festgelegt werden.

Escaba-Batiruana, Rio Marapa, Provinz Tucumán (Abb. 2).

Dichte Vegetation und übersteile Gehänge erschwerten die Begehungen in der Marapa-Schlucht.

Quarzreiche Glimmerschiefer, Mischgesteine, Granite verschiedener Altersstellung und Granodiorite, Pegmatite und Aplite bilden das Grundgebirge (Gefügedaten siehe Diagramm 11).

	Koordinate b	Koordinate a	Koordinate c
	N 33 W 25 SE	N 52 W 65 NW	N 54 E 7 NE
B = Achsen Diagr. 2	Singulares Max. lineares Element auf s Achsenebene: N 35 W saiger	(al) als Symmetrie-Ebene: N 56 E 66 NW	
s = Flächenpole Diagr. 1	lineares Element auf s	(ac) — Gürtel unbesetzt	
	(ab) „Generelles" Streichen von s N 36 W 83 SE mit schwachem Flattern insulares Max. der s-Pole		singulares Max.
β = Achsen[1] Diagr. 3, 4	singulares Max.		
	stark besetzter β-Gürtel (ab) = s		
Kluftflächenpole[2] Diagr. 5, 6, 7		singulares Max. läßt die Dominanz der (ac)-Klüfte N 53 E 84 NW, nicht ⊥ B ($\wedge = 29°$) hervortreten. zweites schwach besetztes Max. entspricht Trennflächen // s	

[1] Nur untertags gewonnene β-Achsen wurden herangezogen, um die Verhältnisse zu zeigen, wie sie im gewachsenen Gesteinskörper vorherrschen.

[2] Die Klüftung untertags (Diagramm 5) zeigt nicht die Untermaxima, die sich bei Aufnahme der Klüftung übertags (Diagramm 6) ergeben. Die diesen Untermaximas entsprechenden Kluftflächenscharen gehören einer „Hangtektonik" an, für deren Existenz als weiterer Beweis die Achsenverstellungen in den Fensterstollen (Abb. 2) angeführt werden. Auch die Tiefe der Auflockerung des Gehänges ist ersichtlich.

Als Großharnische wurden vornehmlich (ab) = s-nahe angelegte Flächenscharen betätigt (Diagramm 8). Nur untergeordnet treten (ac)-nahe Flächen auf.

Die Ruschelzonen zerteilen den geologischen Körper betont nach s-subparallelen Flächen. Eine im Korngefüge als s oder Kompromißfläche von mehr als einem s vorgezeichnete Flächenschar wurde bei symmetriekonstanter Einspannung benützt. Es muß hervorgehoben werden, daß unmittelbar im Westen des betrachteten Bereiches eine der großen NNW-Störungen durchzieht und somit die Schar der aufgenommenen Störungen (Diagramm 10) als Mitläufer gedeutet werden müssen.

Die Korngefügeanalyse, die die deskriptive und genetische Interpretation dieser freisichtigen Gefügedaten erbringt, wird durch eine morphologische Studie, die Ausarbeitung des „Gefügereliefs", ergänzt werden.

Rio Los Molinos (Rio Segundo), Provinz Córdoba.

Als zweites Beispiel einer statistisch-tektonischen Baugrunduntersuchung wird freisichtiges Linear- und Flächengefüge des zentralen Teiles der Sierra Chica unmittelbar im Norden der Durchbruchsschlucht des Rio Los Molinos, Provinz Córdoba, beigebracht. Die Ergebnisse gelten *nicht* für den West- und Ostabfall der Sierra Chica, denn diese Bereiche müssen im Rahmen eines ausgedehnten Ost-West-Profils behandelt werden.

Im kristallinen Grundgebirge des Arbeitsgebietes herrschen Gneise vor, Zwischenschaltungen von Amphiboliten und Marmoren, Pegmatiten und Apliten beleben das Bild.

Feldgeologisch trat B = b als Vorzeichnung kaum in Erscheinung. Der starke Wechsel im Gesteinsbestand der Pakete längs der eröffneten Stollenstrecken, sowie auch im offenen Gelände, ließ zunächst kein klares Bild des Gebirgsbaues gewinnen.

Einblick brachte die statistisch-tektonische Aufnahme längs eines geodätischen Linienzuges (siehe Diagramm 12) über diesen Teil der Sierra Chica, den mich in erfreulicher Achtung vor aufgewendeter Arbeitsmühe Ing. *C. Larese* benützen ließ. Auch danke ich ihm von Herzen für alle Unterstützung, die er meiner Feldarbeit durch Aufmerksamkeit und Hilfe gab.

Das Zusammenfallen der Maxima von B — π — β rechtfertigt die Annahme, daß das Flächengefüge mit Prägung von B erfolgt

ist und nicht nur auf eine gleiche symmetrische Kräfteanordnung zurückgeht.

Nach Prägung des beschriebenen flächigen und linearen Gefüges erlitten die Gesteine des Bereiches, variiert nach ihrer Altersstellung, weitere Belastungen, deren Symmetrieverhältnisse aus den Diagrammen 19, 20, 21 deutlich abgelesen werden können.

Die Pole der Großharnische und Ruschelzonen besetzen den Großkreis = π-Kreis, d. h. der geologische Körper wurde nach Flächen tautozonal zu B zerlegt. Weiterhin ist es zu klären, ob die Klüftung (ac) das Ergebnis späterer symmetriekonstanter Einspannung ist.

	Koordinate b	Koordinate a	Koordinate c
	N 58 W 38 SE	N 23 E 11 N	N 80 W 50 W
B = Achsen Diagr. 14	Singulares Max. lineares Element auf s Achsenebene: N 58 W saiger	(ac) als Symmetrie Ebene N 32 E 52 NW	
s = Flächenpole[1] Diagr. 13	lineares Element auf s Lot auf s-Pol-Kreis = π	singulares Max. Längung des Max. auf Großkreis = = (ac) = π-Kreis der s-Pole N 32 E 52 NW Tautozonalität der s-Flächen	
β = Achsen Diagr. 15, 16	singulares Max. insular Tautozonalität		
Kluftflächenpole Diagr. 17, 18	singulares Max. der Lote auf die Kluftflächen	singulares Max. läßt die Dominanz der (ac)-Klüfte ⊥ B hervortreten N 32 E 52 NW	

[1] Ein „generelles" Streichen N 10 E 40 E drückt die tatsächlich herrschenden Verhältnisse der Tautozonalität der s-Flächen nicht kennzeichnend genug aus. Die Charakteristik des Spieles der s-Flächen zeigt das Diagramm 13.

Die Gefügekorrelate der freisichtigen linearen und flächigen Gefügeelemente sind erst über die Korngefügeanalyse zu finden und finden damit ihre Interpretation. Diese ist eingeleitet und soll die petrotektonische Synthese größerer Bereiche ermöglichen.

Technische Anwendung: Die Kenntnis um die Gesetzmäßigkeit der Zerteilung der Gesteinskörper ging in die Beurteilung der anzutreffenden Verhältnisse beim Vortrieb in projektierten Arbeitsrichtungen der Stollenführung ein (Prognose), in die Anschätzung

der Standfestigkeit in den verschiedenen Streckenteilen und ließ die Wegsamkeit der Bergwässer überblicken. Weitgehend beeinflußt wurden Maßnahmen, die dem Bauwerk Sicherheit und lange Lebensdauer vorsehen. So diente die Kenntnis um die Anisotropie des Gesteinskörpers beim Festlegen der Auskleidung, in gefährdeten Strecken Sondermaßnahmen vorzuschlagen, die Dränage bewußt zu führen und endlich Korrektionen der gegebenen Verhältnisse mit bewußten und gerichteten Injektionen auszuführen, um das Bauwerk innig mit dem umgebenden Fels zu vereinen, den umgebenden Fels mit tiefen Injektionen unter hohen Drucken zu verbessern, Fugen zu schließen, Bergwässer abzudrängen und die Durchlässigkeit von Bauwerk und umgebendem Gebirge zu verringern.

Auf die Planung und Bauausführung konnte somit unter Verantwortlichkeit Einfluß genommen werden, indem bewußt Gefährdungen aus den geologischen Gegebenheiten des Baugrundes heraus vermieden wurden oder auf das erreichbare Mindestmaß beschränkt werden konnten.

Verzeichnis der Diagramme.

Die in den Lagenkugeldiagrammen (untere Halbkugel; Lambertsche Projektion; Zeichenebene = Horizont NSWE) zur Darstellung kommenden Ebenen werden durch die Durchstoßpunkte ihrer Lote (Pole) oder durch Großkreise, Gerade durch ihre Durchstoßpunkte wiedergegeben. Die Besetzungsdichte wurde mit 1% der Gesamtfläche statistisch ausgezählt. Die Zahlen hinter den Angaben der Diagramme bedeuten die Stufung der Besetzungsdichte in Prozenten.

Silleta de Escaba, Escaba-Batiruana, Rio Marapa, Provinz Tucumán.

Diagramm 1. Sämtliche (117) s-Flächen-Pole % > 16, 12, 8, 6, 4, 2, 0.
Diagramm 2. Sämtliche (53) B-Achsen. % 12, 8, 4, 2, 0.
Diagramm 3. Untertags (745) β-Achsen.
Diagramm 4. Ebenso (745) β-Achsen. % > 8, 6, 4, 2, 1, 0.
Diagramm 5. Untertags (120) Kluftflächen-Pole. % 6, 4, 2, 1, 0.
Diagramm 6. Übertags (185) Kluftflächen-Pole. % > 8, 6, 4, 2, 1, 0.
Diagramm 7. Sämtliche (305) Kluftflächen-Pole. % > 5, 4, 3, 2, 1, 0.
Diagramm 8. Untertags (32) Großharnisch-Pole. % 12, 9, 6, 3, 0.
Diagramm 9. Untertags (54) Ruschelzonen-Pole. % 12, 8, 4, 2, 0.
Diagramm 10. Untertags (86) Störungsflächen-Pole. % 9, 6, 3, 1, 0.
Diagramm 11. Übersicht der Gefügedaten *Escaba* (1306 Pole).

Sierra Chica, Rio Los Molinos (Rio Segundo), Provinz Córdoba.

Diagramm 12. Übersicht der Gefügedaten *Rio Los Molinos* (2876 Pole).
Diagramm 13. Sämtliche (129) s-Flächen-Pole. % > 10, 8, 6, 4, 2, 0.
Diagramm 14. Sämtliche (130) B-Achsen. % > 10, 8, 6, 4, 2, 0.
Diagramm 15. Sämtliche (1169) β-Achsen.
Diagramm 16. Ebenso (1169) β-Achsen. % > 6, 4, 2, 1, 0.
Diagramm 17. Sämtliche (1299) Kluftflächen-Pole.
Diagramm 18. Ebenso (1299) Kluftflächen-Pole. % > 5, 4, 3, 2, 1, ½, 0.
Diagramm 19. Untertags (93) Großharnisch-Pole. % > 5, 4, 3, 2, 1, 0.
Diagramm 20. Untertags (56) Ruschelzonen-Pole. % 4, 3, 2, 1, 0.
Diagramm 21. Untertags (149) Störungsflächen-Pole. % > 6, 4, 2, 0.
Diagramm 22. Schmidt'sches Netz.

Resumen.

Las investigaciones se efectuaron en la Silleta de Escaba (Tucumán) y Sierra Chica (Rio Segundo, Córdoba) en el Basamento Cristalino. Fueron realizado para servir de base de investigación moderna del substrato de obras hidráulicas (túneles), como tal deben facilitar el trabajo del ingeniero.

Los conceptos geológicos: esquistosidad, ejes de deformación, diaclasas, espejos de fricción y fallas se tratan y se representan como elementos geométricos, recta y plano. Se investiga estadísticamente su juego en el espacio. Se fijan las coordenadas a, b y c para la descripción de la anisotropía del ambiente como cuerpo geológico.

Iniciando el análisis del Gefüge = fábrica con los métodos de la platina universal-Leitz, se caracterízan las rocas en sus calidades tecnológicas. Al mismo tiempo se contribuye hacer el análisis petrotectónico del área y formar una síntesis regional de las Sierras Pampeanas.

Indice de los diagramas.

En los diagramas de la esfera de referencia (hemisferio inferior; proyección de Lambert; plano de dibujo = horizonte NSOeE) se presenta los planos por intermedio de los puntos de intersección de la perpendicular o por intermedio de los circulos máximos; rectas figuran por su punto de intersección; planos y rectas pasan por el centro. La densidad se fijó contando estatísticamente con 1% sobre el total. Sigue al lado de las características de los diagramas la densidad medida en %.

Representan los diagramas:

planos — s (1, 13)
ejes — B (2 ,14)
ejes — β, bajo tierra (3, 4)
ejes — β, todos (15, 16)
diaclasas, bajo tierra (5)
diaclasas, en la superficie (6)
diaclasas, todos (7, 17, 18)
espejos de fricción, bajo tierra (8, 19)
fallas, bajo tierra (9, 20)
perturbaciones, bajo tierra (10, 21)

Abb. 1. Ubicación de las areas de investigación en las Sierras Pampeanas. Esquistosidad, ejas-B, ejes-β, diaclasas.

Abb. 2. Rumbo de s, B, fallas y espejos fricción en el túnel (bajo tierra y en la superficie). Silleta de Escaba, Tucuman.

Publicación autorizada por los Ministerios de Industria y Comercio y des Asuntos Técnicos de la Nación (Nr. 149.447/53, 10. 9. 1953).

Bibliographie.

1. *Sander, B.*, Gefügekunde der Gesteine. Springer, Wien, 1930. — 2. *Sander, B.*, Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper. Springer, Wien, 1948, 1950. — 3. *Sander, B.*, Applicacioni e problemi più recenti della petrografia strutturale. „Acta Geologica Alpina" Contributi di Mineralogia Petrografia e Geologia, No. 4, Bologna, 1952. — 4. *Sander, B.*, Zum tektonischen Festigkeitsverhalten. N. Jahrb. f. Min., Beil. Bd. 52, B, 1925, S. 365—401. — 5. *Sander, B.*, Gefügekunde und ihre Anwendungen. Ztschr. f. Angewandte Mineralogie, 1939, Bd. I, Heft 4, S. 285—312. — 6. *Sander, B.* (mit *Felkel* und *Drescher*), Festigkeit und Gefügeregel am Beispiel eines Marmors. N. Jahrb. f. Min., Beil. Bd. 59, Abt. A, 1929. — 7. *Bell, J. F.*, Festigkeit und Gefügeregel am Beispiele eines Granits. N. Jahrb. f. Min., Beil. Bd. 71, Abt. A (1936), S. 193—213.

Zur regionalen Übersicht:

8. *Kull, V.*, Estudio Petrográfico-Geológico de la región de Alta Gracia (Córdoba). Dir. Min. y Geol., Bol. 55, 1944. — 9. *Bonorino, F. G.*, Descripción Geológica de la Hoja 13e, Villa Alberdi (Tucumán). Dir. Nac. Min., Bol. 74, 1950.

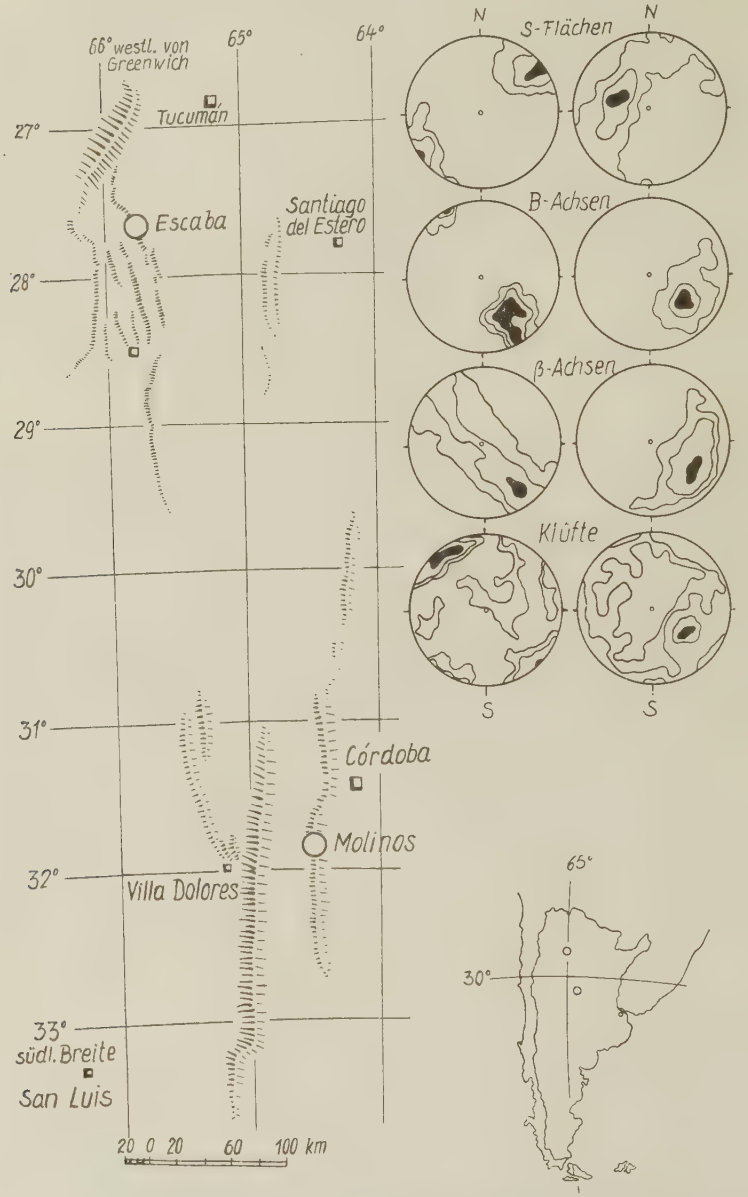


Abb. 1. Lagerskizze der untersuchten Bereiche (Escaba, Los Molinos) im System der Pampinen Sierren (Rep. Argentinien). Rechts oben: Die Gegenüberstellung der Gefügedaten läßt die gemeinsamen Grundzüge im Komplex der Pampinen Sierren in bezug auf s-Flächen, B-Achsen, β-Achsen und Klüfte erkennen.

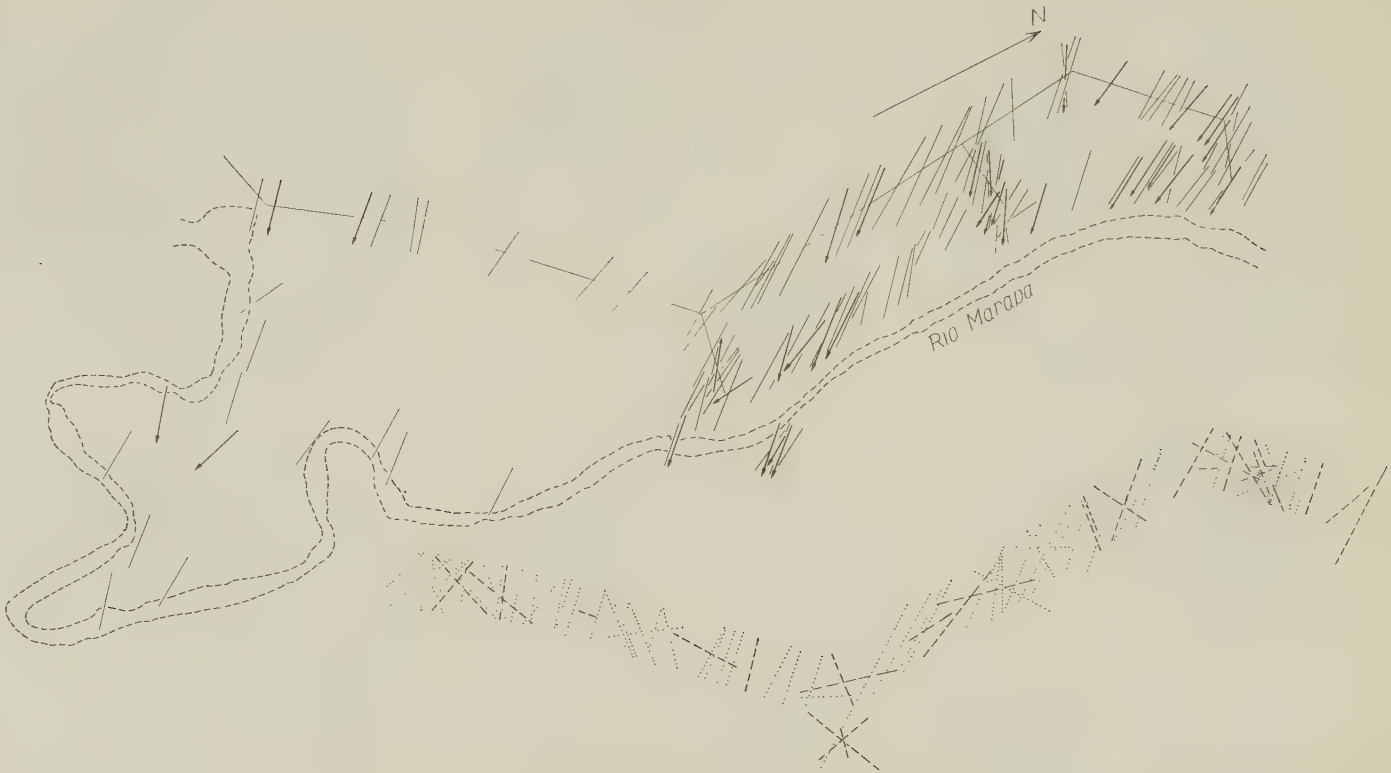
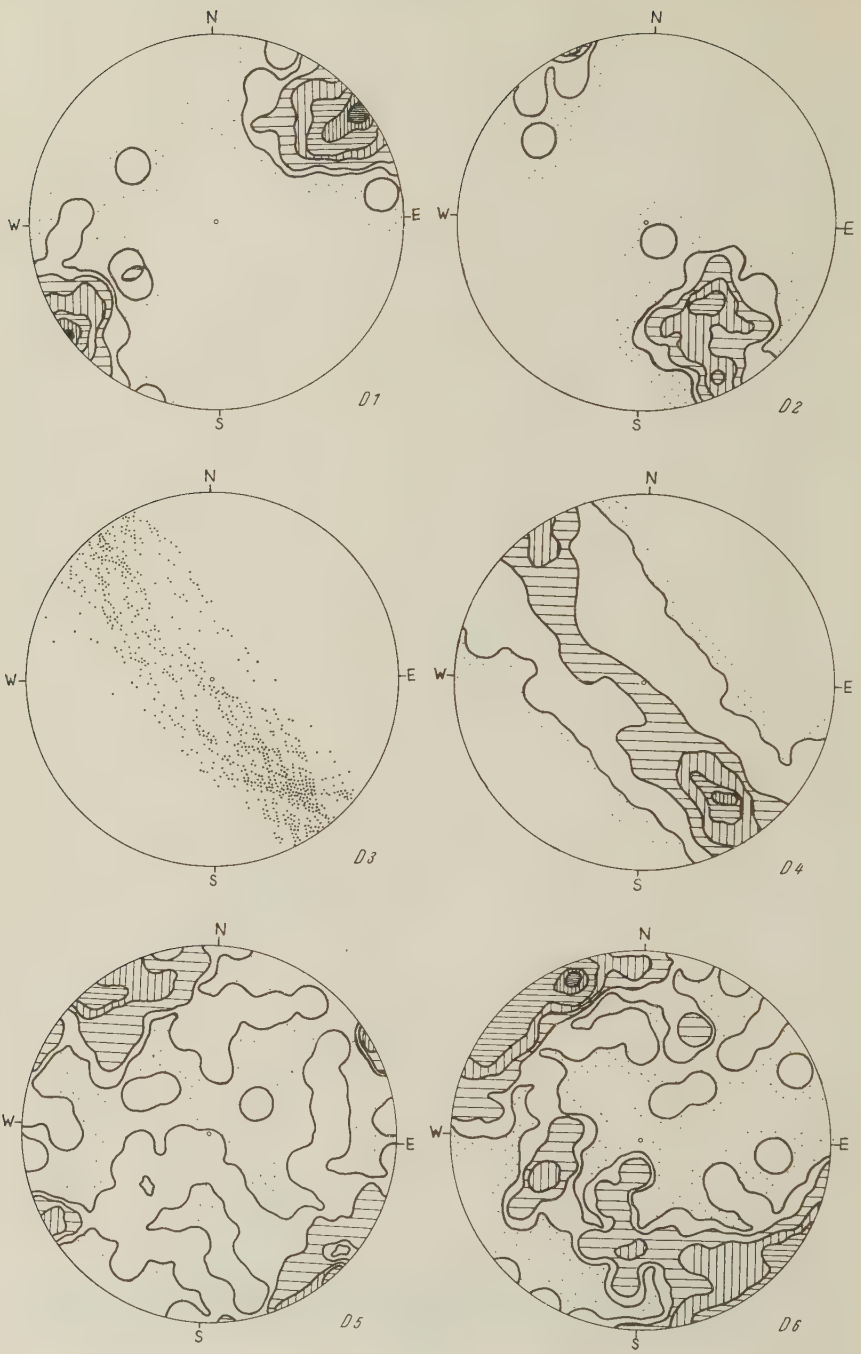
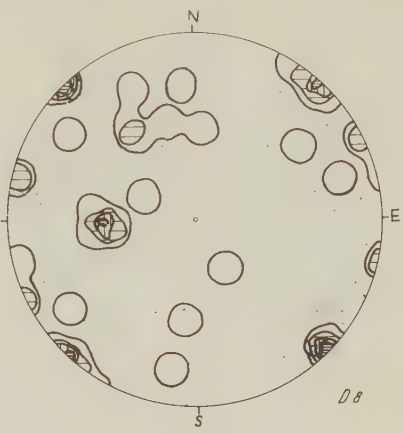


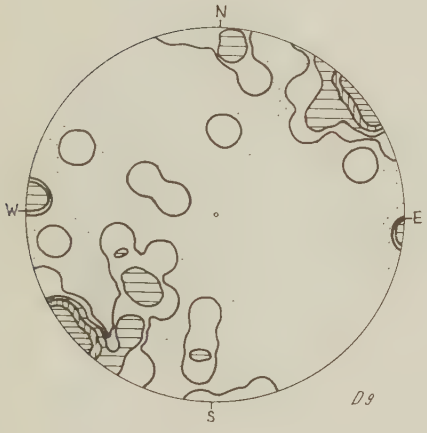
Abb. 2. Silleta de Escaba, Streichen von s. B, Ruschelzonen und Großharnischen in der Ebene des Tunnels (untertags und übertags). Streichen der s-Flächen, Streichen und Fallen der B-Achsen, Streichen der Ruschelzonen, Streichen der Großharnische.


N
W
E
S
D1
D2
D3
D4
D5
D6

D 7

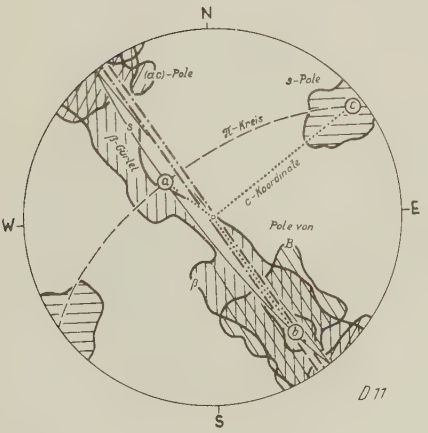


D 8

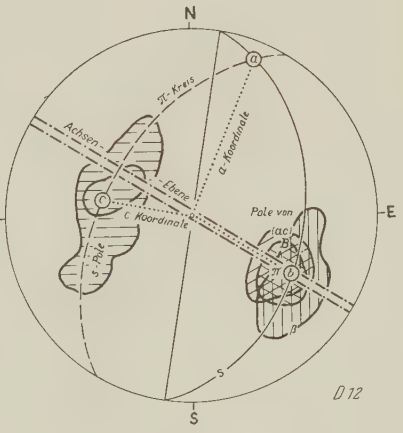


D 9

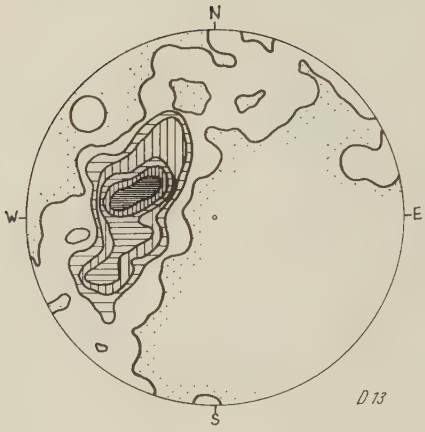
D 10



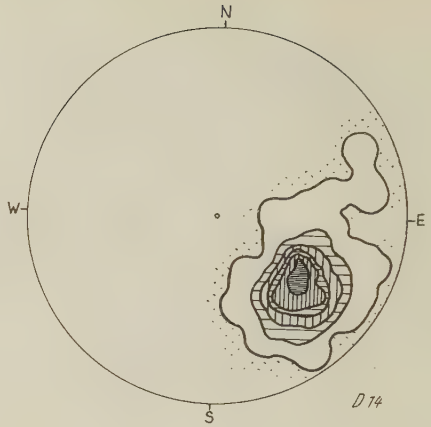
D 11



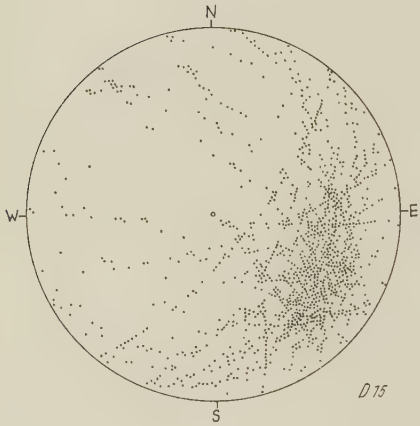
D 12



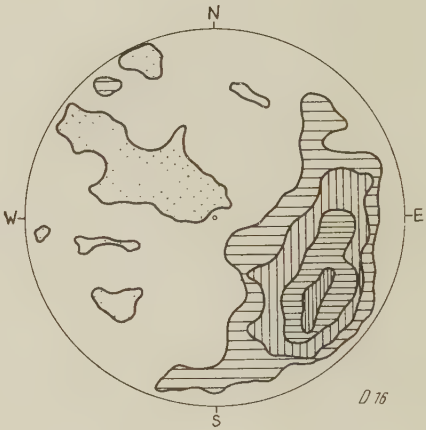
D 13



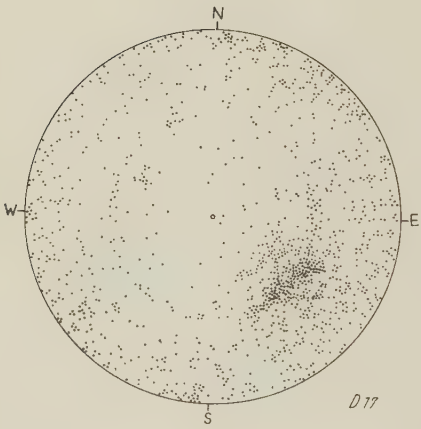
D 14



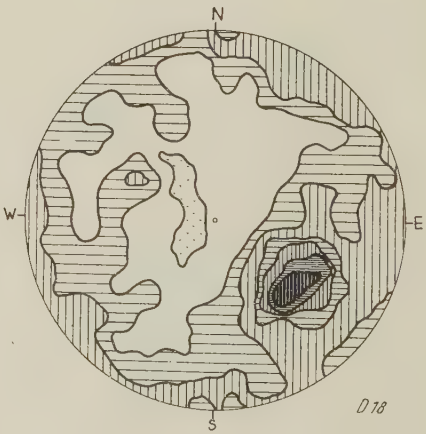
D 15



D 16



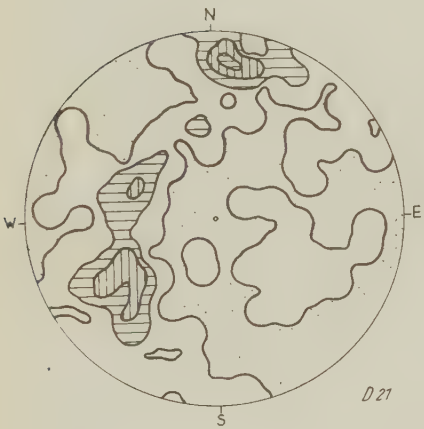
D 17



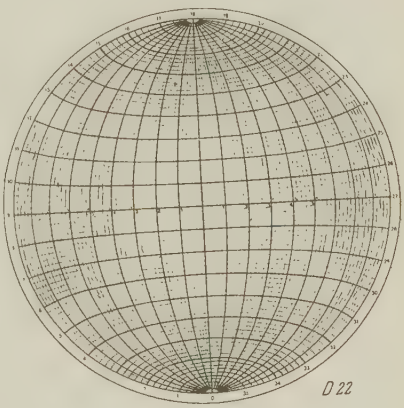
D 18

D 19

D 20



D 21


D 22

Uppsala Universitet Mineralogisk-Geologiska Institution.

Über einen diagonalgeschichteten Chromitdunit.

Von

Hans J. Koark.

Mit 1 Textabbildung und 4 Gefügediagrammen.

(Eingelangt am 5. Oktober 1953.)

Manchmal begegnen unserem Auge Eindrücke, die gewohntem Blicke fremd erscheinen und beim Betrachter impulsiv Zweifel über die Richtigkeit allseitig anerkannter Auffassungen hervorzurufen vermögen. Eingehende Prüfung alles Gegebenen wird dann meist zu der Erkenntnis führen, daß das Gesehene zwar eine Erweiterung unseres Wissens darstellen kann, aber nicht an dessen Grundlage zu rütteln vermag.

Wenn im folgenden ein freisichtig als diagonalgeschichteter Chromitdunit zu bezeichnendes Handstück beschrieben wird, so sind mit der verbindenden Nennung von Gefügeform und Gesteinstyp eine Reihe gedanklicher Reflexionen verbunden.

Diagonalschichtungen, als solche eindeutig bestimmt, sind mechanische Anlagerungsgefüge im anisotrop bewegten Medium, deren diskordante Laminapakete vertikal und tangential ändernden Vektoren zuzuschreiben sind. Für an der Grenzfläche Wasser : Gestein und Luft : Gestein gebildete Sedimente und deren abbildungskristalline Metamorphite sind Diagonalschichtungen verständlich und alltäglich, aus echten Tiefengesteinen meines Wissens unbeschrieben. In präkambrischen Graniten und Gneisen sind Kreuzschichtungen beobachtet und publiziert. Eine erbauliche Kollektion solcher Beispiele wurde von Professor *B. Sander* im finnischen Kristallin gesammelt, am Innsbrucker Institut ausgestellt und auch kurz behandelt (1914). Wenn sie als solche eindeutig definiert sind und es sich nicht etwa um schneidende Scherflächensysteme handelt, wo paketweise alt durch jung ausgelöscht wurde [1], so kann die erzeugende Anlagerung

[1] Wenn ich in vorliegender Untersuchung die Möglichkeit sich gegenseitig auslöschender s-Lagenpakete durch Scherung ausschloß, dann wegen des Fehlens jeglicher Relikte von S_2 in S_1 (gefügestatistisch kontrolliert), als auch für S_3 mikroskopisch bestätigt durch das Fehlen relikten Chromites als Metamorphosen „durchhaltendes" Mineral (*Hiessleitner* 1952) an Stelle überquerter s.

entweder im hochteilbeweglichen Schmelzfluß stattgefunden haben, oder sie aber eine prämetamorphe sedimentäre Diagonalschichtung abbilden.

Gegen die erstere Möglichkeit spricht vor allem für saure Schmelzen ihr hoher Viskositätsgrad, der trotz eventuell noch nicht erfolgter Entgasung zeitig ausgeschiedenen Kristallen ein so regelmäßiges gra-

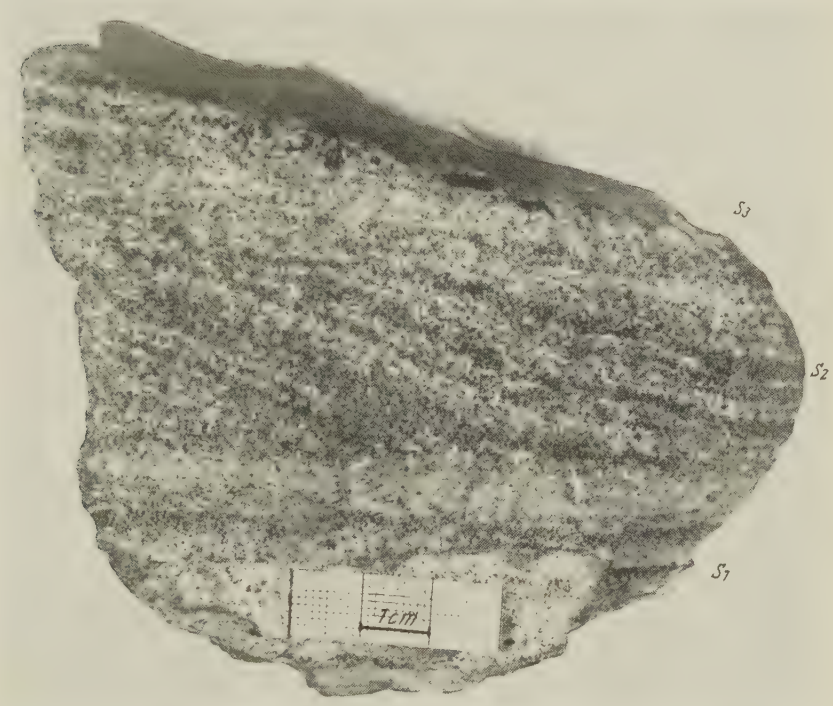


Abb. 1. Diagonalgeschichteter Chromitdunit mit diskordanten Lagen S_1, S_2, S_3.

vitatives Absinken mit nachfolgender Anlagerung nicht erlauben würde, ganz abgesehen von dem noch geringere Viskosität erfordernden tangentialen Hin- und Widerströmen, das erst zu solch diskordanter Sedimentation führt. Als Bestätigung hiefür ist auch das Nichtkennen magmatisch gravitativer Anlagerung mit Zenti- bis Dezimeter-Zonenfolge in sauren Eruptiva zu werten. Deshalb wurde bisher für Diagonalschichtungen in Graniten und Gneisen mit Recht die nächstliegende Deutung für gültig angesehen, daß es sich um von der Granitisation übernommene und durchgepauste Gefüge handelt.

Dies auf ultrabasische Gesteine zu übertragen ist mit den jetzigen Kenntnissen über ihre Bildungsmöglichkeiten, dabei ist besonders an

solche dunitischer Zusammensetzung gedacht, theoretisch nicht mehr unmöglich. Neuere Untersuchungen haben gezeigt, daß metamorphe Olivin-, samt Ortho- und Klinopyroxensprossungen weiter verbreitet sind, als früher geahnt wurde (u. a. *Koark* 1950, *Sørensen* 1953). So gedeutete Neubildungen liegen allgemein in Bereichen tektonisch beeinflußter Kristallisation, sind als Gesteine Tektonite im Sinne *Sanders*. Ihre Heimat ist granulitisch-eklogitische Mineralfazies, ihr geologisches Auftreten in oblong linsenförmigen Körpern konkordant in die Umgebung eingeschlichtet. Aber auch aus der Kontaktaureole eines jungen Granitplutons sind Olivin und Enstatit als metamorphe Neukristallisationen von *Matthes* (1952) bekannt gemacht worden.

Inwieweit das von *Backlund* (1936) in seiner genetischen Deutung der Eklogite geäußerte Detail, daß der durch tektonische Beanspruchung erzeugte gerichtete Druck den für Kristallisation von Olivin und Pyroxen üblich geforderten hohen hydrostatischen Druck ersetzen oder ergänzen kann, überhaupt so maßgeblicher Beachtung bedarf, scheint noch weiterer Diskussion zu bedürfen. Aus experimentellen Systemuntersuchungen wird mehr und mehr deutlich, daß die Notwendigkeit hoher hydrostatischer Drucke früher gern überschätzt wurde und auch im Feld haben wir Beispiele hiefür, daß Olivin und Pyroxen in offenen Klüften während alpidischer Metamorphose (Tauernkristallisation) frei kristallisierten (*Cornelius* 1939, *Koark* 1950), das bedeutet, daß der herrschende Druck nicht ausreichte die Klüfte zu schließen! Zugegeben sei aber auch, daß der vielleicht als Ersatz anzunehmenden katalytischen Umrührwirkung in fungierenden Scherflächen insofern untergeordnete Bedeutung zukommen mußte, als gemeinte Paragenesen relativ trocken sind.

Vorliegender Diagonalschichtung aber nun abbildungskristallinen Charakter z. B. im Sinne einer diagonalgeschichteten Chromit-Olivin-Seife zuzusprechen, wäre zwar nach oben Gesagtem petrologisch nicht mehr undenkbar, müßte aber auch mit den feldgeologischen Gegebenheiten übereinstimmen. Da wäre u. a. die Verlegung von entsprechenden Geoisothermen in diesen Bereich zu fordern. Sie kann durch Tiefenversenkung, Kontakteinwirkung, oder beides sich überlagernd erfolgen. Sich hieraus ergebende Folgen, wie z. B. geologisches Milieu, Mineralfacies, Tektonik usw. wären zweifellos im Felde wahrnehmbar. Das Auftreten der Peridotitgirlanden und ihrer Umrahmung in Kleinasien entspricht im allgemeinen nicht diesen Forderungen, gleichfalls im speziellen nicht die behandelte Lokalität.

So bleibt als restierende Möglichkeit eine Erklärung als Anlagerungsgefüge in ultrabasischer Schmelze.

Das vorgewiesene Handstück wurde von cand. phil. Sven Lunggren, Uppsala, als lose Stufe im Serpentingebiet von Çöreler, 120 km südlich Istanbul (Türkei) aufgesammelt und dem Verfasser zur Bearbeitung überlassen, wofür auch an dieser Stelle nochmals Dank ausgesprochen sei.

Über das im bythnischen Olymp liegende Chromerzgebiet von Çöreler waren mir nur sporadische regionalgeologische Angaben zugänglich. Aus *Eklund* (1952) läßt sich mit Sicherheit lediglich entnehmen, daß der chromitführende und zum Teil serpentinisierte Peridotitkomplex auch gabbroide, pyroxenitische und anorthositische Teilbereiche beinhaltet und mit angrenzenden Kalksteinen zwischen den kristallinen Massiven von Uludağ und Çatadağ gelegen ist.

Wie aus einigen anderen Handstücken ersichtlich, haben die Gesteine und Erze des Ultrabasitkörpers einen ausgesprochenen Lagenbau wobei zentimetermächtige Lagen von jeweils Olivin oder Chromit vorherrschend abwechseln. Verschieferungserscheinungen, wie sie *Eklund* erwähnt, konnten am besehenen Material nicht freisichtig beobachtet werden, jedoch Kluftbildungen mit hydrothermalen Ausheilungen. Lineare Gefügeelemente fehlen an diesen Stücken.

Freisichtig betrachtet zeigt das Handstück der Diagonalschichtung drei Lagenpakete (S_1, S_2, S_3) (vgl. Abb.). $S_1 : S_3$ sind quasikonkordant, $S_1 : S_2$ und $S_2 : S_3$ sind hingegen diskordant. Die jedem Lagenbündel zuordenbaren s-Flächen, stoffverschieden bestehend aus jeweilig vorherrschend Olivin (bzw. Chrysotil) oder Chromit zeigen in S_1 und S_3 planparallele Anordnung, für S_2 hingegen ist keine Wirtelsymmetrie gegeben. In S_2 ist gegenüber S_1 und S_3 eine größere Anreicherung von Chromit zu bemerken. Die Diskordanz zwischen S_1 und S_2 ist durch die — geopedal bezogen — konkave Form von s in S_2 in deren Kontakt zu S_1 weniger betont, als etwa die gleichbleibenden $\sphericalangle$ der s zwischen S_2 und S_3. Diese makroskopische Betrachtung lehrt, daß damit rein beschreibend die Forderungen an eine Kreuzschichtung erfüllt sind (vgl. *H. Cloos* 1914). Wir hätten somit ein Geopedalgefüge *B. Sanders* mit ablesbaren Unten (S_1) und Oben (S_3). Nun ist zu kontrollieren, ob diese Aussage mikroskopischer und korngefügekundlicher Prüfung standhält.

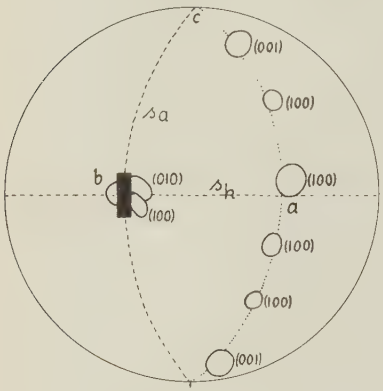
U. d. M. ist bei den nichtopaken Olivin ($2\,V : \gamma = 85^0 \pm 3^0$, 24 Fa Mol%) vorherrschend. Dieser teilweise nur gering serpentinisierte Chrysolith ist oft tafelig //(010) und hat Querschnitte bis zu 1 mm ø. Nicht selten Undulation in [001] mit auf (010) und (001) austretenden Felderteilungen, die durch Knickung in der Ebene (100) erfolgt sind.

Der Serpentin als Umwandlungsprodukt nach Olivin ist ein γ-Chrysotil der in parallelfaserigen Bündeln maschig den Olivin er-

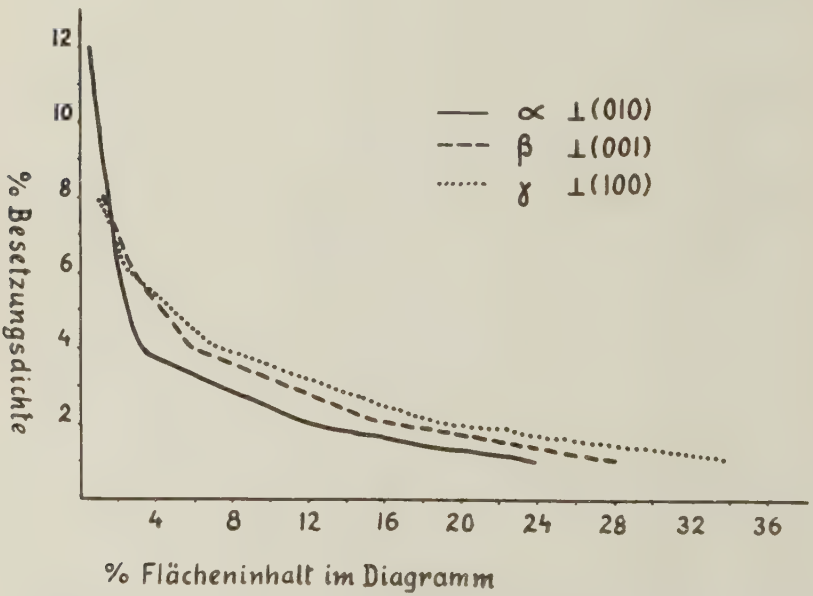
setzt. Wandständige Anordnung der Fasern wurde nicht beobachtet, sondern die Fasern liegen durchwegs mit a parallel den Olivingrenzen. Vereinzelt ist flächenhafte Pseudomorphosierung der Olivine durch γ-Chrysotil wahrzunehmen.

Talkschuppen als Neubildung sind selten. Häufiger jedoch ist Kalzit der auf späten Rupturen einwanderte und dieselben meist faserig (Faser ⊥ Wand) ausfüllend.

Chromit: Gleichkörniges Teilgefüge, homogene Kornverteilung innerhalb der Lagen; ø bis 0.75 mm. Meist isometrische Querschnitte, manchmal auch idiomorph. Kern rotbraun durchscheinend — Randzone opak; selten umgekehrt. Rupturenfüllungen im Chromit durchwegs faseriger Kalzit mit Faser ⊥ Wand, an manchen Stellen auch sphäroidal.



D1. Zusammenfassung der Maxima für α = ⊥ (010), β = ⊥ (001), γ = ⊥ (100) von 100 ohne Auslese eingemessenen Olivinkörnern aus S_1. Stereograph. Projektion.



D2. Anteilsverhältnis von Besetzungsdichte : -flächeninhalt (errechnet in flächentreuer Projektion) für α, β, γ aus D_1.

In allen Schliffen war ohne statistische Analyse erkennbar, daß die Mehrzahl der // (010) tafeligen Olivine mit der Längserstreckung ⊥ zum Chromit-s steht. Die dreidimensional angelegten Schliffe zeigen weiterhin, daß für Chromit keine Streckung vorhanden ist.

An Schliffen aus S_1 und S_2 wurden ${}_n\alpha$, ${}_n\beta$, ${}_n\gamma$ von 100 Olivinkörnern ohne Auslese eingemessen und in der oberen Halbkugel der stereographischen Projektion eingetragen und statistisch ausgewertet. Die Diagramme D_1 und D_3 bringen die Zusammenfassung der Maxima für ${}_n\alpha$, ${}_n\beta$ und ${}_n\gamma$ sowie der Gürtel. Die Originale sind vom Verfasser verwahrt und zugänglich. Für die Darstellung des Verhältnisses von prozentueller Besetzungsdichte und Flächeninhalt des eingenommenen Raumes in der Projektion (vgl. D_2 und D_4), wurden nach Übertragung der Daten in das flächentreue Netz, die Räume gleicher Besetzungsdichte planimetriert.

Im Prinzip zeigen die Diagramme aus $S_1 = D_1$ und aus $S_2 = D_3$ gleichen Regelungstypus. In D_1 und D_3 fällt die statistisch größte Anzahl Pole auf (010) (jeweils 12%, aus den D_2 und D_4 zu ersehen) in das helizitisch durch Chromit gekennzeichnete s_h. Die Pole zeigen keine rotationale Tendenz und sind gesammelt. Das bedeutet, daß (010) scharf geregelt — s_2 steht. Das aus dieser (010)-Einregelung zu erschließende s (freisichtig nicht erkennbar!) wird im folgenden als s_a bezeichnet. $\sphericalangle s_h : s_a = 90^0$.

Untergeordnet und schwächer besetzt (mit je 5%iger Dichte) nehmen (001) in D_1 und (100) in D_3 annähernd gleiche Orientierung wie (001) in s_a ein.

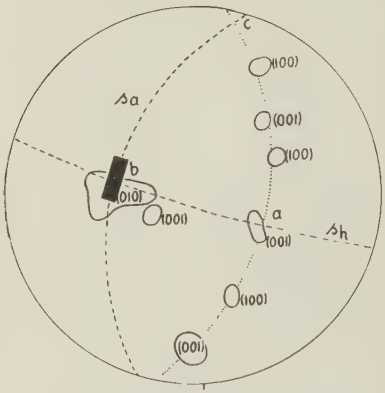
Rotation ist in diesen Flächen nur um die ihnen zugeordnete Zonenachse gegeben. Rotationsebene ist somit auch Gürtelebene der in den Diagrammen vorgewiesenen Gürtel.

In D_1 zeichnet das Lot auf (100) einen rhombisch symmetrischen Gürtel, dessen 4 Maxima in jeweils 15 und 50° Abstand von der als Symmetrieebene fungierenden s_h symmetrisch zueinander liegen. Der Gürtel ist nicht geschlossen, seine Breite beträgt 40 bis 50°. Ebenfalls im Gürtel für das Lot auf (001) haben wir rhombische Symmetrie. Auch hier liegen die beteiligten Maxima symmetriegerecht zueinander, ihre beiderseitigen Abstände zu s_h sind 40 und 75°. Für Geschlossenheit und Breite des Gürtels gilt dasselbe wie für ⊥ (100).

In D_3 wird durch die Maxima im Gürtel um |010| die rhombische Symmetrie angestrebt, aber nicht so erfüllt wie bei S_1. Trotzdem ist erkennbar gemacht, daß für ⊥ (001) symmetrisch gegenüberliegende $\sphericalangle$ Maxima: s_h von 60° und ⊥ (100) für 40 und 85° bestehen. Auch hier nicht geschlossene Gürtel und gleiche Breite wie vorher.

Natürlich ließe sich in beiden Diagrammen die Symmetrie gleichfalls aus — Gürtelmaxima : s_a ableiten. Wie überhaupt die Verteilung

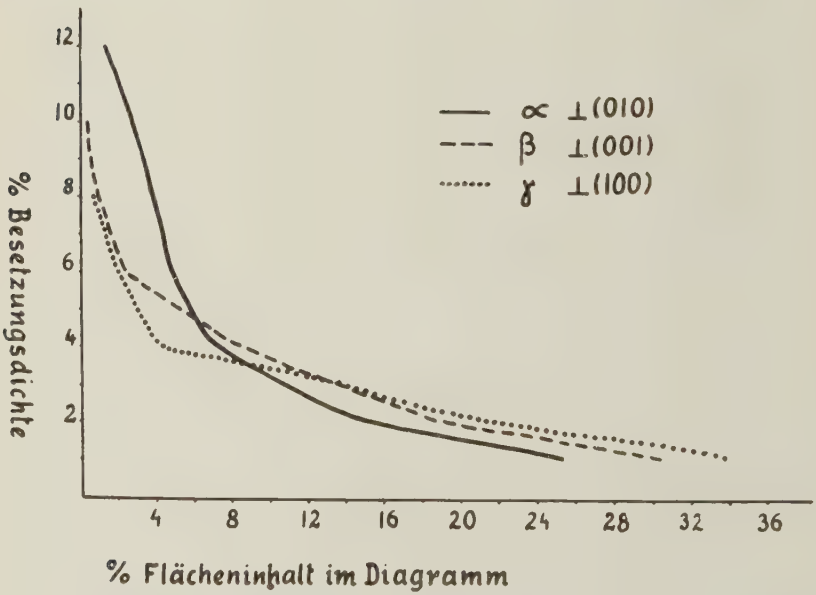
von (100) und (001) Maxima im Gürtel äquilibristisch zueinander steht.



D 3. Zusammenfassung der Maxima für $\alpha = \perp$ (010), $\beta = \perp$ (001), $\gamma = \perp$ (100) von 100 ohne Auslese eingemessenen Olivinkörnern aus S_2. Stereograph. Projektion.

Für die in s_a eingeregelte kleine (001) und (100) Häufung hat sich keine Gürtelbildung für die Lote auf (010) ergeben. Die anscheinend wahllose Streuung ist vermutlich auf die geringe Beteiligung der Fläche zurückzuführen.

Gürtelbildungen repräsentieren Rotationsgefüge, wobei die Rotationsebene auch bilaterale Symmetrieebene ist. Ist die Gürtelbildung nicht durch eine wirtelsymmetrische Anlagerung heterometrischer Komponenten in Ebene s bedingt, was vorliegend durch die Anwesenheit von s_h aus-



D 4. Anteilsverhältnis von Besetzungsdichte : -flächeninhalt (errechnet in flächentreuer Projektion) für α, β, γ aus D_3.

zuschließen ist, so wäre für Umformungsgefüge zu entscheiden und die Rotationsebene wäre auch Deformationsebene (ac). Die Schnitt-

gerade von $s_h : s_a$ wäre somit das Lot auf (ac) = b. Die in den Gürteln beider Diagramme symmetrisch zu s_h und s gelegenen Maxima sind dann Flächen, die gleich s_h und s_a dem [h0l] System zuzuordnen wären. b = B und Rotationsachse (Scherungsachse?).

Die Mehrzahl der heterometrischen Olivinscheiben ist mit ihrem größten Durchmesser ⊥ B orientiert und nicht, wie man eigentlich für laminares Fließen, Sedimentation ⊥ s oder beides sich überlagernd annehmen sollte, durch Einregelung nach der Korngestalt (010)// s oder B. Angenommen, es handelt sich um ein gravitativ diktiertes Anlagerungsgefüge mit Sedimentation ⊥ s_h und zusätzlich einschlichtenden Teilbewegungen // s_h in teilbewegter Schmelze, dann müßte mit unbekanntem Einfluß gerechnet werden, der die Anlagerung der größten ø // s_h und B verhinderte und die Einstellung mit kürzesten ø // s_h und B erzwungen hat.

s_a nur auf Olivin beziehbar, kommt wegen Nichtbeteiligung des Chromitteilgefüges als Anlagerungs-s nicht in Frage. Es als fungiertes Scherflächensystem aufzufassen, scheint wegen der Unversehrtheit der Chromitkörner (keine Zerscherung oder Ausschwänzung von Chromit aus dem primären s_h ins s_a nicht vertretbar. Auch die schon beschriebenen Undulationen und Knickungen im Olivin sind kein Beweis vorkommender Scherung im obigen Sinne. Wahrscheinlicher ist, daß sie nach Vorliegen des abgeschlossen geregelten Korngefüges durch Pressung entstanden, die z. B. für Quarz unter gleichen Bedingungen ähnliche mikroskopische Bilder und vergleichbare strukturelle Einwirkungen hinterläßt.

Eine Möglichkeit für die Erklärung der [010]-Zone // B wäre, daß strömende tangentiale Bewegung durch starre planparallele Wände, die in hochteilbeweglicher Schmelze ausgeschieden, heterometrischen Kristalle mit (010) parallel zur Wand diktiert. Externrotationen um [010] wären die Folge, wobei die aus den Gürtel-Maxima für (100) und (001) ablesbar rhombische Symmetrie vielleicht auf die Einordnung repräsentativer Gitterebenen der [b]-Zone des Kristalles in s_h zurückzuführen ist.

Diese Deutung scheint jedoch nicht vollauf befriedigend, da einmal für die Herleitung der einengenden Wände eine Annahme gemacht werden mußte, deren Richtigkeit sich nicht kontrollieren läßt; und zum anderen keine bessere Präzisierung der zu rhombischer Symmetrie führenden Bedingungen unter Externrotation möglich scheint.

Noch eine andere Erklärung wäre gedanklich skizzierbar. *Frechen* (1948) deutete Olivinregelungen mit leichter Gürtelbildung aus basaltischen Auswürflingen nicht tektonisch, sondern als agglomeratische Anlagerungsgefüge von Frühausscheidungen mit Regelung

nach Korngestalt. Es ist zu fragen, ob solche Regelung korngestaltlich sein muß, oder ob es zu Agglomeration von Kristallkeimen kommen kann, deren Richtungsauslese eventuell durch gitterenergetische Faktoren bewirkt wird, die sich möglicherweise im auskristallisierenden Gestein noch abbilden. Hiefür haben wir noch keine erkannten sicheren Beispiele. Vielleicht lassen sich später einmal schwer oder nicht zu deutende Diagramme auf zum Teil solche Einflüsse beziehen. Die Grundlagen hiezu müßten durch Untersuchungen an unbewegten chemischen Anlagerungsgefügen erst geschaffen werden.

Für vorstehende Untersuchung waren gewisse Antwortlücken auf gestellte Fragen nicht zu schließen, weil die Bearbeitung sich nur auf ein — nicht gerade ideales — Handstück ohne feldgeologische Zusammenhänge begründete. Trotz dessen scheint die Bildung des Gefüges durch Anlagerungsvorgänge — die Parallelen in Sedimenten haben — wahrscheinlich. Auf die Beziehbarkeit so eines Schlusses für Fragen der Zustände in peridotischen Magmen (Serpentinschmelze—Kristallbrei, Viskosität, Strömung, Intrusion usw.) sei hingewiesen.

Literatur.

Backlund, H. G. (1936), Zur genetischen Deutung der Eklogite. Geolog. Rundschau, Bd. XXVII, Heft 1. — *Cornelius, H. P.* (1939), Geologie des Großglockner-Gebietes. 1. Teil. Abh. d. Zweigst. Wien d. Reichsanstalt f. Bodenforschung, 25, Heft 1. — *Cloos, H.* (1914), Kreuzschichtung als Leitmittel in überfalteten Gebirgen. Ztschr. f. prakt. Geologie, 22. Jahrgang. — *Eklund, J.* (1952), Report on the Göreler Chromite Mining Area (Turkey). Istanbul, Nov. 1951 and Stockholm, Feb. 1952. — *Frechen, J.* (1948), Die Genese der Olivinausscheidungen vom Dreiser Weiher (Eifel) und Finkenberg (Siebengebirge). N. Jb. f. Min., Abh., Bd. 79, Abt. A. — *Hiessleitner, G.*, Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. 1. und 2. Teil. Wien, 1951/52. — *Koark, H. J.*, (1950), Die Serpentinite des Ochsners (Zillertal) und des Reckners (Tarntal) als Beispiele polymetamorpher Fazies verschiedener geologischer Stellung. N. Jb. f. Min., Abh., Bd. 81, Heft 3. — *Matthes, S.* (1951), Die kontaktmetamorphe Überprägung basischer kristalliner Schiefer im Kontakthof des Steinwaldgranites nördlich von Erbendorf in der bayrischen Oberpfalz. N. Jb. f. Min., Abh., Bd. 82, Heft 1/2. — *Sander, B.* (1914), Studienreise im Grundgebirge Finnlands. Verh. k. k. geolog. Reichsanstalt, 1914, Nr. 3. — *Sander, B.* (1948), Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 1. Teil. (1950), II. Teil. — *Sørensen, H.* (1953), The Ultrabasic Rocks at Tovqussaq, West Greenland. Medd. om Grønland, Bd. 136. Nr. 4.

Bemerkungen zum Problem der Gefügefestigkeit.

Von

H. Tertsch, Wien.

(Eingelangt am 6. April 1953.)

„. . . . Kristallines Gefüge, welches nicht eine in sich beziehungslose Mehrheit von Einkristallzuständen, sondern selbst ein definierter, anderer Zustand ist und so der Gegenstand einer eigenen Zustandslehre, was der Name „kristallines Gefüge" sprachlich richtiger bezeichnet als der Name Vielkristall; eben weil dieser „Vielkristall" überhaupt kein Kristall ist, wie er sprachlich vorgibt, außer näherungsweise in Fällen radikalster Gefügeregelung."

„. . . . man (wird) mehr als bisher erkennen, daß die Korngefügekunde Materialphysik ist, ein Teil der Physik, durch welchen der abstrakten Physik ihr gegenständlich unbekannte und von ihr bisher unbetretene Gebiete gezeigt und zugänglich gemacht werden [1]."

Diese beiden Zitate nach *Sander* betonen in aller Schärfe die Bedeutung, wie auch die erheblichen Schwierigkeiten, die sich der genauen, messenden Behandlung „kristalliner Gefüge" gegenüberstellen, aber auch gleichzeitig die Wichtigkeit, die der Klärung gerade dieser Fragen zukommt. So wenig die Gefügekenntnis der genauen Kenntnis der einzelnen, das Gefüge zusammensetzenden Bauelemente entraten kann, so wenig reichen doch diese hin, alle Geheimnisse der kristallinen Gefüge restlos zu verstehen, oder auch nur zu erfassen. Um so wichtiger erscheint es daher, einmal die sich aus diesem „eigenen Zustand": „Kristallines Gefüge" ergebenden Fragen und Forderungen möglichst klar aufzuzeigen, da vielfach auch heute noch rein kristallphysikalische Fragen mit solchen des kristallinen Gefüges zusammengeworfen werden, wodurch nicht nur die tatsächliche Bedeutung solcher Fragen verwischt, sondern auch geradezu unlösbar verwirrt wird. Es scheint darum angezeigt, aus der Fülle der in Betracht kommenden Probleme die Frage der *Gefügefestigkeit* etwas näher ins Auge zu fassen, weil in der Praxis gerade diese Frage oft kritiklos mit jener der Kristallhärte zusammengeworfen wird.

[1] *B. Sander:* Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Springer-Verlag, Wien, 1950, wo auch die ganze einschlägige Literatur nachgelesen werden kann.

Dieser unterschiedslose Gebrauch der beiden Begriffe „Kristallhärte" und „Gefügefestigkeit" (wobei diese sogar vielfach fälschlich als Gefüge-*Härte* bezeichnet wird) geht auf die Tatsache zurück, daß bis in die allerletzte Zeit in der Allgemeinheit eines gänzlich übersehen wurde; in der Gefügefestigkeit liegt nämlich ein bisher noch nicht zielbewußt angefaßtes Problem vor. Die bisherigen, technisch ausgerichteten Versuche und Bestimmungen dieser Verhältnisse hielten sich an die nur allzu primitive, wenn auch heute noch verwendete Definition des Begriffes „Härte" als des „Widerstandes, den ein Körper dem Eindringen bzw. der Verletzung seiner Oberfläche durch einen anderen Körper entgegensetzt." Man ist erst spät darauf aufmerksam geworden, daß auch die bei praktischen Fragen in der Technik so beliebte „Eindringungshärte" bei Kristallen eine durchaus vom Feinbau der Kristalle abhängige, *vektorielle* Größe ist. Obwohl man schon seit den *Huyghens*schen Grundversuchen an der Spaltfläche des Kalkspates diese Erfahrung beim Ritzen in der kurzen Diagonale der Spaltfläche gegen die Polecke oder gegen die Randecke gemacht hatte und in etwas abgeänderter Form bei allen Schleifversuchen an Kristallen bestätigt fand, hatte man doch gehofft, bei dem Einpressen eines Prüfkörpers in die Kristalloberfläche *ohne* seitliche Verschiebung diese Anisotropie der Härte umgehen zu können. Die steigende Verwendung verschiedener Formen der Prüfkörper zwecks Bestimmung der Eindringungshärte (Kugel-, Kegel-, Pyramidendruck-, Schneiden-Methode) ergaben aber übereinstimmend, wenn auch verschieden deutlich, daß selbst hiebei die Anisotropie des Kristalles wesentlich mitspielt. Es erwies sich also auch in Fragen der Härte dieses kristallphysikalische Problem als überaus kompliziert und man muß zugeben, daß von allen Problemen der Kristallphysik gerade das Härteproblem das undurchsichtigste ist.

Bereitet schon die Messung der Kristallhärte wegen der Erscheinungen der Anisotropie sehr bedeutende Schwierigkeiten, wo es sich doch nur um *einen* Körper mit streng geregeltem Feinbau handelt, so müssen die Schwierigkeiten noch gewaltig ansteigen, wenn eine *Vielheit* von Kristallelementen, eben ein „kristallines Gefüge", vorliegt. Dank den umfangreichen und tiefschürfenden Arbeiten *Sanders* über die „Gefügekunde" (und Gefügeregelung) ist endlich einmal klargelegt worden, daß die beiden Begriffe: „Kristallhärte" und „Gefügefestigkeit" durchaus unvereinbar sind und zu ihrer messenden Bestimmung darum auch gänzlich verschiedener Methoden bedürfen. Während aber für die Messung der Kristallhärte nun schon einige, auch technisch verwendbare Arbeitsmethoden vorliegen, müssen wir gestehen, daß bisher noch keine Methode gefunden wurde, die den Anforderungen der Gefügefestigkeit entspräche. Hier

ist völliges Neuland und es wird noch vieler Bemühungen der Physiker, Mineralogen und Petrographen bedürfen, ehe auch nur die Grundlagen für einschlägige Bestimmungsmethoden geschaffen werden.

Die Unvereinbarkeit von Kristallhärte und Gefügefestigkeit kommt merkwürdig gut schon im Sprachgebrauch zum Ausdruck. Bei Mineralen gebraucht man die Begriffe „hart" und „weich" mit den zugehörigen Übergangsmöglichkeiten. Niemand wird aber ein entsprechendes kristallines Gefüge als „weich" bezeichnen, sondern hier verwendet man den Ausdruck „locker", zu dem als Gegensatz der Begriff „fest" gehört. Es ist bezeichnend, daß man bei Gesteinen von „hart" nur dort spricht, wo es sich um die Behandlung der Oberfläche durch Schleifen handelt, also um jene Form der Beanspruchung, die tatsächlich durch die Ritz- und Schleifhärte der *einzelnen* Gefügeelemente bestimmt ist, nicht aber im Hinblick auf das Verhalten des Gesteines hinsichtlich des *Zusammenhanges* dieser Gefügeteile. Wie durchaus anders die Beurteilung der Gefügefestigkeit ist als jene der Kristallhärte, läßt sich leicht an vielen Beispielen monomikter Gesteine, wie etwa Kalkmarmor oder Quarzit und ähnliches erkennen. Kalkmarmor und Kreide sind mineralogisch und hinsichtlich des Feinbaues der Gefügeelemente gleich, aber unvergleichbar in der Gefügefestigkeit. Das Gleiche gilt für einen jungen Quarzsandstein im Verhältnis zum Quarzit, ganz zu schweigen von dem unverbundenen Quarzsand.

Bei der Gefügefestigkeit tritt die Härte der einzelnen Gefügeelemente ganz zurück, wesentlich ist dagegen *das Maß der Festigkeit, mit dem diese Gefügeelemente aneinanderhaften.* Es ist eine Frage der *„Adhäsion"* verschiedener Körner, nicht eine Frage der Kohäsion des Einzelkornes. Dieses Maß des Aneinanderhaftens ist bedingt durch das Verhältnis der „gebundenen" Oberfläche der Gefügeelemente zu dem Ausmaß der „gesamten" Oberfläche aller an dem Gefüge beteiligten „Körner". Es ist klar, daß die Gefügefestigkeit außerordentlich gering sein wird, wenn die benachbarten Körner einander nur *punktweise* berühren, wie das bei einem Haufen von Kugeln der Fall ist, wobei gleichgültig ist, ob die Einzelkörner gleiche Größe haben oder nicht (Kies oder Bachgerölle und ähnliches).

Wesentlich anders liegen die Verhältnisse, wenn die Gefügeelemente mit *Flächen* aneinanderstoßen. Hier muß die Gefügefestigkeit sehr stark ansteigen. Aber auch da ergeben sich noch grundlegende Unterschiede, je nach dem ob die einander berührenden Flächen *Ebenen* sind oder nicht. Im Falle ebenflächiger Berührung wird, auch wenn es sich um verschiedene Stoffe handelt, die Gitterorientierung in den benachbarten Körnern bedeutungsvoll sein. Hier spielen

die Erfahrungen mit, die man bei *orientierten Aufwachsungen* einer Kristallart auf einer anderen mit Einschluß der Zwillingsbildungen gemacht hat, worauf auch *Sander* ausdrücklich hinweist. Sind die benachbarten Kristalle nicht gittermäßig gegeneinander orientiert, dann wird die Adhäsion sehr viel schwächer sein als im anderen Falle. Eine solche gittermäßige Orientierung in beiden, benachbarten Kristallen bedeutet aber, daß nicht nur die unmittelbar angrenzenden Flächen sich aufeinander eingeregelt zeigen, sondern die ganzen, einander berührenden Gefügeelemente. Hier kann man also von einer Gesamt*körper*wirkung sprechen, ohne daß die Größe der Berührungsfläche damit geändert würde.

Außerordentlich kompliziert werden aber die Verhältnisse, wenn, wie in der überwiegenden Zahl der Fälle, die einzelnen Körner *nicht* mit ebenen Flächen zusammenstoßen, sondern in Zufallsflächen unregelmäßigster Art, wie sie z. B. durch das Gegeneinanderwachsen benachbarter Kristallkeime entstehen können. Hiebei entwickeln sich entweder unebene Flächen, die gar keine Beziehung zum Feinbau aufweisen, oder die Verwachsung der Gefügeelemente erfolgt genau so, wie die Verwachsung der Schädelknochen in *Nähten* („Suturen"), oder *Verzahnungen,* wie solche häufig in kristallinen Schiefern beobachtet werden. Es ist klar, daß eine derartige Verwachsung der benachbarten Körner schon wegen der damit verbundenen, beträchtlichen Vergrößerung der Verwachsungsfläche die Gefügefestigkeit außerordentlich steigern muß.

So einleuchtend diese einfachen Beziehungen zwischen Gefügefestigkeit und Berührungsfläche erscheinen, hat *Sander* doch mit Recht bei der Besprechung der von ihm definierten „Intergranulare" auf den Fall hingewiesen, daß es trotz Nahtbildung zwischen benachbarten Kristallkörnern doch zu keiner echten, besonders festen Verwachsung kommen muß, wenn die Fläche der Intergranularen „offen" bleibt (vgl. die Besprechung des Gelenksquarzes = Itakolumit). Bisher ist noch nicht feststellbar, welche Bedingungen zu einer derartigen, abnormen Ausbildung der Intergranulare führen können, es ist aber wesentlich, daß man die Tatsache einer solchen Bildung im Auge behält.

Jedenfalls ist aber das *Ausmaß der Berührungsflächen* zwischen den Gefügeelementen von besonderer Bedeutung für die Bewertung der Gefügefestigkeit. Solange es sich um „richtungslose", ungeregelte Gefüge handelt, spielt auch die Form der einzelnen Körner keine wesentliche Rolle. Man könnte höchstens darauf hinweisen, daß *dicht verfilzte, faserige* Kristalle, wie etwa beim Strahlstein, in der Form des Nephrites jene Festigkeitsform bedingen, die wir als *Zähig-*

keit bezeichnen, auch eine Eigenschaft, die nur zu oft mit der Härte zusammengeworfen, oder anderseits auch in Gegensatz zu dem Begriff „Sprödigkeit" gestellt wird, was in keinem Fall berechtigt ist. Der Gegensatz zu „spröde" ist durch „bildsam", „mild" oder (am häufigsten gebraucht) durch „plastisch" gegeben, nicht aber durch „zäh". Die Zähigkeit ist demnach eine besondere Form der Festigkeit, nicht der Härte.

Für die Festigkeit ist aber nicht nur das Verhältnis des Ausmaßes der Berührungsflächen gegenüber der gesamten Oberfläche der Gefügeelemente von Bedeutung, sondern auch in besonderem Maße das Verhältnis gegenüber der Größe der Einzelkörner. Wie schon lange beachtet (vgl. *W. O. Ostwald* und auch *Sander*) wird für ein gegebenes Gesamtvolumen, z. B. 1 dm^3, die gesamte, einmeßbare Oberfläche immer größer, je kleiner die das gegebene Volumen zusammensetzenden Teilvolumina sind. Ist das Gesamtvolumen eines Kubikdezimeters nur durch ein einziges, würfeliges Individuum gegeben, dann beträgt die Oberfläche 6 dm^2. Setzt man aber dieses Gesamtvolumen aus 1000 cm^3 zusammen, die, jedes für sich, die Oberfläche von 0·06 dm^2 besitzen, dann ergibt sich als *Gesamt*oberfläche der Wert von 60 dm^2! Da nun aber die Frage des Aneinanderhaftens der Gefügeelemente eine solche der *Oberfläche* dieser Körner ist, die Gefügefestigkeit also von der Größe dieser Gesamtoberfläche wesentlich abhängt, muß die Gefügefestigkeit in einem „geschlossenen" Gefüge um so größer sein, je kleiner die Korngrößen dieses Gefüges sind. Grobkristalline Aggregate zeigen also weniger Festigkeit als feinkristalline oder dichte Gefüge.

Neben dieser Abhängigkeit von den Berührungsflächen kommt noch die Frage in Betracht, ob die Gefügeelemente als Individuen eine vollkommene *Spaltbarkeit* nach einer oder mehreren Flächen besitzen bzw. ob sich solche ausgezeichnet spaltbare Körner innerhalb des Gefüges in großer Zahl vorfinden. So ist z. B. bei monomikten Gesteinen, wie Kalkmarmor, Eisenspat, Steinsalz u. a. die Festigkeit durch den Feinbau der Einzelkörner mit ihrer leichten Teilbarkeit nach den Spaltflächen herabgesetzt. Die Trennung der Gefügeelemente erfolgt dabei nicht längs der Berührungsflächen, sondern *innerhalb* der Körner. Je größer das Einzelkorn ist, desto weniger wird diese Teilung bei dem Übergang auf andere, benachbarte Körner blockiert, wodurch sich wiederum die höhere Festigkeit dichter Massen erklärt. Diese Wirkung einer ausgezeichneten Spaltbarkeit eines Einzelkornes ist auch bei polymikten Gefügen zu beobachten, wie bei glimmerreichen Gesteinen auch im ungeregelten Zustand, wenn nur der Anteil der leicht teilbaren Kristalle recht groß ist. Auch hier ist wieder die Größe der Gefügeteile von Bedeutung.

In ganz ähnlicher Weise, aber vielleicht in noch höherem Ausmaß wirkt sich das Vorhandensein von *Gleitflächen* und *-Richtungen* in einzelnen Gefügeelementen aus. Hier kann ein regelrechtes *Fließen* in gewissen Ebenen und Richtungen eintreten, wie sich das besonders bei Festigkeitsprüfungen an Metallen immer wieder zeigt. Das ganze große Gebiet der „Plastizität" spielt hier eine wesentliche Rolle und ist in der Frage der „Regelung" der Gefüge geradezu herrschend. Während aber der Einfluß von ausgezeichneter Spaltbarkeit einzelner Körner sich hauptsächlich bei *Zerreißversuchen* bemerkbar macht, treten die Wirkungen von Gleitflächen bei *Zermalmungsversuchen* besonders in Erscheinung.

Dagegen ist in der Frage der Gefügefestigkeit die „Kristallhärte" der Einzelkörner gänzlich bedeutungslos. Diese tritt *nur* bei Schleif- und Bohrversuchen in Erscheinung und ist daher mit der technisch in Frage kommenden Festigkeit in keiner Weise vereinbar, oder auch nur vergleichbar. Hier liegt die gleiche, grundsätzliche Verschiedenheit vor, wie bei der Ritz- und Schleifhärte gegenüber der Eindringungshärte. Um das auch sprachlich zum Ausdruck zu bringen, könnte man etwa von einer „Flächenfestigkeit" im Gegensatz zu der körperbedingten „Gefügefestigkeit" sprechen.

Alle bisherigen Bemerkungen bezogen sich auf ein ungeregeltes, „richtungsloses" Gefüge. Es zeigte sich nun, daß das eigentlich der minderhäufige Fall ist. Viel öfter tritt eine „Regelung" ein, wie das ja *Sander* mit seinen Schülern so vielfach nachweisen konnte. Durch eine solche Regelung kompliziert sich aber das Festigkeitsproblem noch ganz außerordentlich. Es kommt hier noch eine *Anisotropie des Gefüges* an sich dazu, eine physikalische Verschiedenheit der Richtungen, die natürlich eine starke Anisotropie der Gefügefestigkeit bedingen muß. Die weitgehende Einregelung der Quarzachsen so vieler Quarzite, die blättrige Bildung vieler Glimmergesteine usw. lassen die besondere Einwirkung geregelter Kristallorientierung auf die Festigkeit des Gefüges nach verschiedenen Richtungen leicht erkennen (vgl. z. B. die Tonschiefer).

Wenn man nun allen diesen Tatsachen die Frage gegenüberstellt, wie man die Gefügefestigkeit quantitativ messend verfolgen kann, müssen wir gestehen, daß eine, dem Problem wirklich entsprechende Meßmethode der Gefügefestigkeit noch nicht bekannt ist. Nur in sehr angenäherter Weise könnten zwei technische Prüfmethoden zur Anwendung kommen: die Prüfung der *Zerreißfestigkeit* und jene der *Zermalmungsfestigkeit (A. Rosiwal)*. Es ist aber sofort klar, daß damit kaum die allergröbsten Grundlagen für die Messung der Gefügefestigkeit gewonnen würden. Nachdrücklich muß immer wieder betont werden, daß auf keinen Fall Härtemeßmethoden hiezu heran-

gezogen werden können, auch nicht durch das Einpressen irgendwelcher Prüfkörper.

Sander hat nicht umsonst betont, daß hier noch physikalisches Neuland vorliegt. Da wäre es zunächst wohl angezeigt, an bekannten, genau untersuchten Gesteinsproben geregelten, oder ungeregelten Gefüges Zerreiß- und Zermalmungsversuche vorzunehmen, dabei das Vorhandensein oder Fehlen einer Gefügeanisotropie zu beachten und diese Versuche weiterhin auch bezüglich Korngröße und Spaltbarkeit bzw. Gleitung des Einzelkornes zu variieren. Erst wenn genug solcher messender Versuche vorliegen, wird sich vielleicht ein Weg finden, eine für die Gefügefestigkeit *spezifische* Prüfmethode zu ersinnen und anzuwenden.

Zusammenfassung.

Es werden kurz die für die Beurteilung der Gefügefestigkeit maßgebenden Einzelfragen zusammengestellt und darauf hingewiesen, daß die zur Bestimmung der Kristallhärte verwendeten Prüfmethoden für die Gefügefestigkeit nicht verwendbar sind.

Aus dem Geologischen Institut der Montanistischen Hochschule Leoben.

Zur optischen Regelung tektonisch beanspruchter Kohlen.

Von

Walther E. Petrascheck jun.

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingelangt am 1. April 1953.)

Zeitliches Verhältnis von Inkohlung und Faltung.

Einer der wichtigsten Gesichtspunkte bei der Analyse des Gefüges kristalliner Schiefer ist seit *B. Sanders* ersten grundlegenden Studien vor mehr als 40 Jahren das zeitliche Verhältnis von Kristallisation und Teilbewegung im Gefüge. Anläßlich der Untersuchung der Struktur tektonisch beanspruchter Kohlen vor 12 und 18 Jahren, war ich zu dem Ergebnis gekommen, daß dieser Gesichtspunkt in gewisser Hinsicht auch hier fruchtbar ist, wenn man die zeitlichen Beziehungen zwischen Deformation und Inkohlung betrachtet.

Bei jenen Kohlen, welche *nach* der Inkohlung durchbewegt wurden fanden die Teilbewegungen im Gefüge, deren beträchtliches Ausmaß an starken tektonischen Mächtigkeitsschwankungen der Flöze erkennbar ist, durch Verschiebungen in der lockeren, feinmylonitischen Kohlenmasse statt. Es handelte sich zum Teil geradezu um eine Migration von Kohlenstaub, der allerdings bisweilen wieder bei besonders hohen Überlagerungsdrucken zu natürlichen Briketts verfestigt wurde. Die einzelnen bewegten Gefügeelemente aber sind feste, gereifte Kohlenpartikel. Das ist der Fall einer *„prätektonischen Inkohlung"*, gegeben z. B. bei den Mylonitkohlen der alpinen Trias, vielen Kreidekohlen des Balkans, den Karbonkohlen Niederschlesiens, den Anthraziten der Alpen (*W. E. Petrascheck*, 1935; *R. Beck*, 1948; *L. Feugueur*, 1952).

Anderseits gibt es Kohlen, deren stark verdickte und verdünnte oder intern gefaltete Flöze ebenfalls eine bedeutende differentielle Bewegung im Gefüge, einen Materialtransport innerhalb der Kohlenschicht erkennen lassen, die aber dennoch hart und fest geblieben sind. Bei Leobner Glanzbraunkohle konnte ich an orientiert ent-

nommenen, glänzenden, homogenen Stücken die aus der tektonischen Flözanstauung zu erschließende korrelate Teilbewegung im Gefüge erst durch Ätzung der polierten Anschliffe sichtbar machen, indem sich dann im mikroskopischen Bild Wirbel und Schlingfalten zeigten, deren B-Achsen genau parallel zu den B-Achsen der Flözstauchung lagen (siehe Mikrophotos Tafel 17 von *W. E. P.*, 1940). Die Bewegung fand in der offenbar noch wasserreichen kolloidalen Kohlensubstanz statt und die Verhärtung derselben, also die Reifung der Kohle, fand während oder nach der Faltung statt. Das ist der seltenere Fall der *„paratektonischen* und *posttektonischen Inkohlung"*, verwirklicht bei den alpinen Glanzbraunkohlen von Leoben und Fohnsdorf und von Oberbayern (*W. E. Petrascheck*, 1940).

Die geologische Geschichte der hier erwähnten Gebiete läßt erkennen, daß in den Fällen der durchgreifend mylonitisierten Kohlen, also der prätektonischen Inkohlung, die Hauptbewegungen wesentlich jünger als die Kohlenreifung waren oder daß mehrere tektonische Phasen die Flözserien erfaßt haben, und daß in den Fällen der gestauchten, aber festen Kohlen (para- und posttektonische Inkohlung) nur *eine* tektonische Hauptfaltung die Flöze bald nach ihrer Ablagerung betroffen hat.

Die optische Anisotropie der Kohlen.

In einer Abhandlung über die Metamorphose der Kohlen, die sich vorwiegend mit der geochemischen Seite dieses Vorganges befaßt, hat *Wilhelm Petrascheck* 1947 eine bisher unbeachtet gewesene Erscheinung festgestellt, nämlich *eine schiefe Auslöschung mancher Kohlen im polarisierten Licht.* Er beobachtete dies bei Kohlen von Leoben, Fohnsdorf, Peissenberg, Simitli und Javorzno, wobei die Auslöschungsschiefe mit dem Neigungswinkel der Flöze konform zu gehen schien.

Eine optische Anisotropie von Kohlen ist schon früh beobachtet worden, zuerst an Dünnschliffen von *Gunar Horn* (1928) in Spitzbergen, dann später an Anschliffen von *E. Stach* und vielen anderen, wobei die Anisotropie mit zunehmender Kohlenreife von der Fettkohle zum Anthrazit immer deutlicher wird. *Überall aber ist diese Auslöschung als gerade, d. h. parallel und senkrecht zur Feinschichtung* beschrieben worden, sowohl bei den flach liegenden Glanzbraunkohlen Spitzbergens, wie bei den gefalteten Flözen des Ruhrgebietes.

Um diesem Problem nachzugehen, habe ich sowohl die im Geologischen Institut der Montanistischen Hochschule Leoben aufbewahrten orientierten Kohlendünnschliffe meines Vaters als auch neues selbst gesammeltes oder mir von einigen Gruben freundlichst

zugesandtes orientiert entnommenes Probematerial von Dünnschliffen und Anschliffen untersucht.

Dabei bedeutet in der folgenden Beschreibung: φ = Fallwinkel des Flözes, α = Schiefe der Auslöschung, bezogen auf die Schichtung im Flöz, ν = Neigungswinkel der flacheren Auslöschungsrichtung bezogen auf die Horizontale im Gelände. Positiv sind Winkel gemessen im Drehungssinn von der Horizontalen zur Neigung der Schichtung; negativ sind Winkel von entgegengesetztem Drehungssinn. Ein negativer Winkel ν bedeutet daher ein Ansteigen der Auslöschungsrichtung in derselben Himmelsrichtung, in welcher die Schichtung einfällt (Abb. 1). Bei $-\alpha$ liegt die Auslöschung flacher als s.

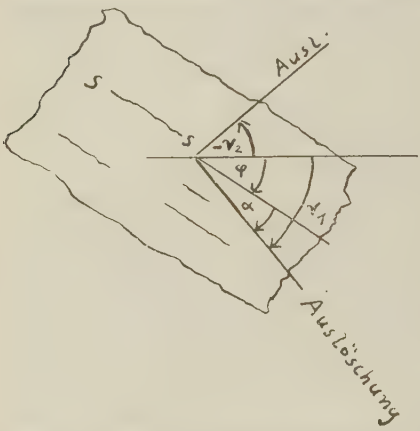


Abb. 1. Schema der schiefen Auslöschung bei orientierten Kohlenschliffen. φ = Fallwinkel, α = Auslöschungsschichte, ν = Neigungswinkel der Auslöschung zur Horizontalen. S S Schichtung.

Die Bestimmung der Auslöschungsschiefe in Kohlen ist oft nicht genau (Fehlergrenzen 2 bis 5 Grad) weil die Schichtung (Feinstreifung) in den Schliffen vielfach leicht gewellt ist und weil die Auslöschung, wie schon *W. Petrascheck* feststellt, oft schummerig und leicht undulös ist.

An orientiert entnommenen Kohlenproben ergab sich bezüglich der optischen Anisotropie, welche bekanntlich bei unreifen Kohlen im Dünnschliff, bei reifen Kohlen im Anschliff sichtbar wird, folgendes:

Dünnschliffe:

Weichbraunkohle. Köflach (Österreich), Ostflügel Tagbauflöz. Einfallen 30°. Humoser streifiger Durit, bei + N isotrop, einzelne Streifen parallel zur Schichtung auslöschend (gerade Auslöschung).

Mattbraunkohle. Edlingen bei Trifail (Jugoslawien). Einfallen $\varphi = 65°$, scharfe Auslöschungsschiefe $\alpha = -45°$, $\nu = 20°$.

Glanzbraunkohle. Seegraben bei Leoben (Österreich).

1. Spezialfalte im Ostfeld, dunkler Vitrit, $\varphi = 50°$, $\alpha = 25°$, $\nu = -15°$.
2. Rotbrauner Vitrit, steil südfallend, $\varphi = 70°$, $\alpha = -22°$, $\nu = 48°$.
3. Roter Vitrit, $\varphi = 20°$, $\alpha = 30°$, $\nu = 50°$.
4. Rotbrauner Vitrit, geneigt, aber Fallwinkel unbekannt. $\alpha = 32°$.
5. Südfalte, Vitrit, $\varphi = 55°$, $\alpha = -45°$, $\nu = 10°$.

6. Südfalte, Vitrit, $\varphi = 70^0$, Auslöschung gerade.
7. Clarit, horizontal, Auslöschung gerade.
8. Südfalte, streifiger Clarit, $\varphi = 60^0$ Süd, Auslöschung gerade.
9. Ostfeld, Nordquerschlag, 20 m nördl. der N-Falte horizontal, Vitrit, Auslöschung gerade.
10. Ostfeld, Nordquerschlag 150 m nördlich der N-Falte, Vitrit, horizontal isotrop.

Fohnsdorf (Österreich).

1. Wodzicki Schacht, 10. Bau West, Vitrit mit Harz, $\varphi = 20^0$, $\alpha = 35^0$, $\nu = 55^0$.
2. Vitrit, $\varphi = 20^0$, $\alpha = -18^0$, $\nu = 2^0$.
3. Schichtiger Clarit, $\varphi = 20^0$ Süd, $\alpha = -11^0$, $\nu = 9^0$.

Hausham (Bayern).

1. Homogener, humusdurchtränkter Vitrit mit einer Lage von verkieseltem Holz in der Schichtung, flach einfallend, $\varphi = 15^0$, Auslöschung gerade.
2. Vitrit mit Spezialfalte einer verkieselten Holzlage (siehe Abb. 2). Auslöschung parallel und senkrecht zur allgemeinen Schichtung, aber damit zugleich schief zur Spezialfalte.

Flammkohle.

Jaworzno (Oberschlesien), Durit mit Sporen. $\varphi = 8^0$. Auslöschung gerade.

Dubensko Grube (Oberschlesien). Durit, $\varphi = 15^0$. Auslöschung gerade.

Anschliffe.

Fettkohle.

Flöz Sonnenschein, N-Flügel der Bochumer Hauptmulde, Fallen Süd, $\varphi = 70^0$, Auslöschung sehr schwach, gerade. Bei einer Probe sehr schwache schiefe Auslöschung, $\alpha = 25^0$.

Magerkohle.

Flöz Geitling, Zeche Friedl, Nachbar, Südflügel des Eulenbrunner Sattels (Ruhrgebiet). Zwei Proben zu 60^0 und 65^0 einfallend, Streifenkohle, Auslöschung gerade.

Anthrazit.

1. Turrach (Österreich). Stark brecciös, ein engmaschiges Netz von Scherflächen zerlegt den Anthrazit in mikroskopisch kleine Gefügeelemente, welche in S oblong sind. Auslöschung im großen parallel S, im einzelnen undulös und bisweilen auch von Teilbereich zu Teilbereich (1 bis 2 mm) um spitze Winkel verschieden.
2. Nößlacher Joch (Österreich). Mürber brecciöser Anthrazit. Feinschichtung deutlich, aber brecciös. Fallwinkel der Probe unbe-

kannt. Im Anschliff paralleles S, das an einzelnen Stellen zu einseitigen Mikrofalten verformt ist. Auslöschungsschiefe 22^0 gegenüber dem parallel gelagerten S, einheitlich schief gegenüber der Falte.

Zwei Proben aus einem mit 50^0 einfallenden Flözteil haben gerade Auslöschung.

3. Valdigno di Aosta (Italien). Anthrazitbreccie aus kleinen eckigen Stückchen bestehend, die zu harten „Naturbriketts" verfertigt sind. Bei +N zeigt sich in einigen kleinen Bruchstücken eine duritische Feinschichtung, welche von Bruchstück zu Bruchstück verschieden orientiert ist. Innerhalb der einzelnen Bruchstücke ist die Auslöschung parallel zur Feinschichtung.

Graphit.

Trieben (Österreich). An 6 Proben, die orientiert aus mittelsteil einfallenden mehr und weniger gestörten Flözteilen entnommen wurden, zeigte sich stets eine deutliche Auslöschung parallel zur ursprünglichen Schichtung. Bei Mikrofältelung ist die Auslöschungsrichtung der Einzelschuppen veränderlich mit der Biegung — sowie bei Falten im Glimmer.

Deutung.

Die beschriebenen Erscheinungen von optischer Anisotropie der Kohlen haben nichts zu tun mit der Doppelbrechung der Zellulose, denn diese ist vom Glanzbraunkohlenstadium an überhaupt nicht mehr in den Kohlen vorhanden. *Es handelt sich vielmehr um eine Spannungsdoppelbrechung*, welche der kolloidalen Kohlensubstanz durch den Druck aufgeprägt wurde. Das Vorhandensein von Spannungsdoppelbrechung in Kohlen wird am besten durch eine Beobachtung von *W. Siegl* bewiesen, nach welcher in Anschliffen in der Kohle um harte Gesteinskörnchen bei gekreuzten Nikols bisweilen ein „stehendes Kreuz" feststellbar war (freundliche mündliche Mitteilung). Die Doppelbrechung wird offenbar in einem frühen Stadium angelegt, wird aber mit zunehmender Kohlenreifung immer deutlicher sichtbar, indem sich die Feinstruktur (Micellen) nach der vorgegebenen Spannungsanisotropie orientiert. Am klarsten erkennbar wird sie bei Anthrazit und Graphit.

Die Auslöschung der Kohlen ist überwiegend gerade, das heißt parallel und senkrecht zur Flözschichtung. Das galt früher sogar als einzige Erscheinungsweise auf Grund der zahlreichen Beobachtungen an Ruhrkohlen *(E. Stach, F. Kühlwein)* und an Glanzbraunkohlen von Spitzbergen.

Die gerade Auslöschung ist jedenfalls als eine Folge des vertikalen Belastungsdruckes auf horizontal liegende Flöze zu deuten.

Die Glanzbraunkohlen von Spitzbergen liegen flach, die Ruhrkohlen meist geneigt, haben aber trotzdem gerade, also schichtparallele Auslöschung. Aber nach *R.* und *M. Teichmüller* (1947) ist die Inkohlung der Ruhrkohlen zur Hauptsache vor der Faltung („präorogen") erfolgt, als nur die Belastung auf die ungestörte Flözserie einwirkte. Die dabei erworbene Anisotropie bleibt auch über die nachfolgende Schrägstellung bei der Faltung hinaus erhalten. Diese Konstanz der ursprünglich erworbenen optischen Anisotropie-Richtung zeigt sich besonders schön bei den Anthrazitmyloniten von Valdigno di Aosta, wo die einzelnen Bruchstücke ganz verschieden orientierte, der Feinschichtung in den Stückchen folgende Auslöschungsrichtungen haben, trotzdem sie nachher durch einen sehr starken tektonischen Preßdruck zu natürlichen Briketts verfestigt worden sind.

Eine schiefe Auslöschung war erstmalig von *Wilhelm Petrascheck* (1947) an verschiedenen Kohlen festgestellt worden. Die oben wiedergegebene Zusammenstellung neuer Untersuchungen läßt erkennen, daß schiefe Auslöschung fast ausschließlich auf solche Kohlen beschränkt ist, welche in den früheren, einleitend erwähnten Gefügestudien als gleichzeitig mit der Faltung, also „paratektonisch inkohlt" erkannt worden waren. Von 11 Glanzbraunkohlenschliffen aus Seegraben bei Leoben waren 5 schief auslöschend; deutlich schief löschten auch die Braunkohlen von Fohnsdorf (Steiermark) und Edlingen (Jugoslawien) aus. Bei allen diesen Kohlen hat die Inkohlung zugleich mit der Faltung stattgefunden, die noch unreifen, weichplastischen Flöze wurden verhältnismäßig bald nach ihrer Sedimentation durchbewegt, geneigt und dabei durch den gebirgsbildenden Druck zu Hartbraunkohlen ausgereift. Hier hat also auch der horizontale Faltungsdruck auf die sich schräg stellenden Flöze eingewirkt und ihnen dabei in frühem Stadium eine zur Schichtung schiefe Anisotropie aufgeprägt.

W. Petrascheck glaubte eine jeweilige ungefähre Gleichheit von Neigungswinkel der Flöze (φ) und Schiefe der Auslöschung (α) feststellen zu können. Die obigen Untersuchungen, die neben seinem Schliffmaterial auch neues verarbeiteten, lassen eine solche generelle Regel nicht erkennen. Sie wäre von vornherein auch nicht wahrscheinlich, weil ja die Spannungsdoppelbrechung verursacht wird durch eine Kraft, welche die Resultante ist aus dem horizontalen Faltungsdruck und dem vertikalen Belastungsdruck; die Richtung dieser Resultante hängt von dem Stärkeverhältnis der beiden Komponenten im Kräfteparallelogramm ab und kann daher nicht zur Schichtneigung in einfacher Beziehung stehen.

Besonders instruktiv ist das Beispiel aus Hausham (Oberbayern), dargestellt in Abb. 2, welches aus einem flach liegenden Teil des Flözes stammt; die Auslöschung ist gerade zur Hauptschichtung, aber schief zur Mikrofalte. Hier hat offenbar der Belastungsdruck einem flach liegenden Flözteil *mit bereits vorhandenen Kleinfalten* eine horizontal-vertikal orientierte Anisotropie generell aufgezwungen, und zwar in einem frühen Kohlereifungsstadium, als sich noch eine solche Spannungsdoppelbrechung entwickeln konnte. Das deckt sich vollkommen mit den gefügekundlichen Ergebnissen von 1940, in denen ich für Hausham zum Teil eine sehr frühe, sogar teilweise noch subaquatische Fältelung des Torfbreis noch *vor der Inkohlung* ableitete. (Dabei stimme ich *E. Stach* vollkommen zu, daß keineswegs alle Kleinfalten der Haushamer Kohle solch frühgebildete Fließfalten sind. Sicher ist ein beträchtlicher Teil tektonisch, und zwar zum Teil während der Inkohlung, zum Teil auch nach derselben entstanden. Ein geologischer Meldearbeitskandidat aus Leoben, Herr cand. mont. *Alfred Krainer,* stellte auf meine Anregung in einer sorgfältigen Prüfungsarbeit fest, daß die Kleinfältelung der Flöze in Hausham, sowohl im nordfallenden, wie auch im südfallenden Flügel der Großmulde einheitlich gegen Norden vergent ist.)

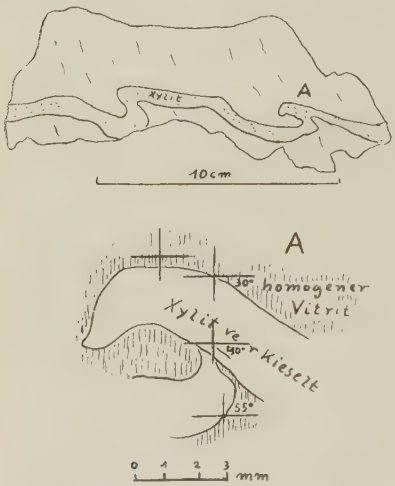


Abb 2. Kohle von Hausham: Orientiertes Handstück und zugehöriges Detail im Dünnschliff. Humusdurchtränkter Vitrit mit gefältelter Lage von verkieseltem Xylit.

Von den anderen Kohlen zeigten als Ausnahme unter sonst nur gerade auslöschenden Proben je ein Stück Fettkohle aus dem Ruhrgebiet und Anthrazit vom Nößlacher Joch eine schiefe Auslöschung. Eine Erklärung dafür kann nicht gegeben werden, vielleicht liegen hier lokale frühangelegte Anisotropien vor.

Zusammenfassend ergibt sich also aus dem sicher noch sehr zu erweiternden Beobachtungsmaterial, daß die optische Anisotropie der Kohlen auf eine Spannungsdoppelbrechung zurückgeht, welche in einem frühen, unreifen Inkohlungsstadium angelegt wird, und zwar als gerade (schichtparallele) Auslöschung, wenn flach liegende Flöze vom Belastungsdruck erfaßt werden, als schiefe Auslöschung,

wenn noch unreife Flöze durch horizontalen tektonischen Druck schräg gestellt und dabei zugleich inkohlt werden.

Somit erweitert sich die Rolle der Kohle als Indikator der Art und Wirkungsweise des orogenen Druckes: 1. Das Gefüge der Kohle läßt Rückschlüsse auf einmalige oder mehrmalige tektonische Beanspruchung zu (*W. E. Petrascheck*, 1935). 2. Der Inkohlungsgrad der Kohle ermöglicht eine Abschätzung der absoluten Größe des Faltendruckes (*W. E. Petrascheck*, 1940). 3. Die Auslöschungsrichtung in der Kohle läßt nunmehr bisweilen auch erkennen, wo noch gerichteter tektonischer Druck in der Erdkruste herrschte.

Literatur.

Beck, R., Die Kohlenvorkommen des Kandertales im Berner Oberland. Dissertation Univ. Bern. 1948. — *Feugueur, L.*, Comportement du charbon dans une mappe helvétique des Alpes françaises. Resumé des Comm. Intern. Geologen Congress, Alger, 1952. — *Horn G.*, Beiträge zur Kenntnis der Kohle von Svalbard (Spitzbergen und Bäreninsel). Oslo, 1928. — *Petrascheck, Wilhelm*, Die Metamorphose der Kohle und ihr Einfluß auf die sichtbaren Bestandteile derselben. Sitzber. Öst. Akad. d. Wissensch. Math.-nat. Kl. 156. Bd. Wien, 1947. — *Petrascheck, Walther E. jun.*, Gefügeuntersuchungen an tektonisch beanspruchten Kohlen. Z. Deutsche Geol. Ges. 1935. — *Petrascheck, Walther E. jun.*, Das tektonische Gefüge alpiner Glanzbraunkohlen. Z. Deutsch. Geol. Ges. 1940. — *Sander, B.*, Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. Wien, 1911. — *Stach, E.*, Braunkohlen-Mikroskopie. im Handbuch der Mikroskopie i. d. Technik. herausgegeb. v. *H. Freund*, Frankfurt a. M., 1952. — *Teichmüller, R.* u. *M.*, Inkohlungsfragen im Ruhrcarbon. Z. Deutsche Geol. Ges. 1947.

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Wien.

Bemerkungen zur Kristallklassen-Systematik.

Von

Franz Raaz.

(Eingelangt am 2. September 1953.)

Es wird manchenorts als überholt betrachtet, heutzutage noch über kristallographische Systematik zu diskutieren. Es kann aber doch nicht geleugnet werden, daß eine einheitliche und sinngemäße Ordnung der Kristallklassen und ihre Zusammenfassung zu Kristallsystemen nach wie vor einem wissenschaftlichen und unterrichtstechnischen Interesse entspricht.

Daß ein Bedürfnis vorliegt, auf diesem Gebiete Klarheit und Übereinstimmung zu erzielen, geht schon daraus hervor, daß immer wieder — von verschiedensten Seiten — Versuche unternommen werden, neue Vorschläge zur Geltung zu bringen. In letzter Zeit waren es zwei Abhandlungen, die besonderes Interesse verdienen: Eine englische (kanadische) Arbeit im American Mineralogist [1] vom Jahre 1950 und eine deutsche Arbeit im Neuen Jahrbuch für Mineralogie (Monatshefte) 1951 [2]. Was diese beiden Abhandlungen betrifft, so kann festgestellt werden, daß sie — wenn auch von verschiedenen Gesichtspunkten ausgehend — letzten Endes dasselbe Ergebnis darbieten, nämlich: daß es nur eine einzige, durchgehends logische, und dabei übersichtliche Systematik der Kristallklassen gibt; diese aber ist identisch mit jener von *Schoenflies-Voigt* und *Tschermak-Becke*.

Hier will ich mich durchaus nicht mit der Nomenklatur beschäftigen. Das ist wohl ein Kapitel, das gerade genug Verwirrung angerichtet hat. Es darf wohl angenommen werden, daß von den zahlreichen (zum Teil gar nicht logischen) Vorschlägen eigentlich nur zwei Berücksichtigung verdienen, weshalb sie auch allgemeine Verbreitung gefunden haben: die *Groth*sche Klassenbezeichnung nach der allgemeinsten Kristallform und die von *Niggli*

[1] *Peacock, M. A.*, Remarks on crystallographic nomenclature. Amer. Mineralogist *35* (1950), 882—888.

[2] *Menzer, G.*, Das hexagonale Kristallsystem. N. Jb. (Mh.) 1951, 145—155.

verwendete Bezeichnung nach *Schoenflies* mit der Kennzeichnung ob Holoedrie oder welche Art der Meroedrie vorliegt.

Uns soll aber hier nur Herleitung der Kristallklassen und ihre Gruppierung zu Kristallsystemen beschäftigen.

M. A. Peacock (l. c.) verwendet zur Charakterisierung der Kristallklassen außer Symmetrieachsen und -ebenen nur noch Inversionsachsen — nicht aber das Symmetriezentrum als solches [3]. In diesem Punkte unterscheidet er sich von dem Vorgange *Tschermaks* und *Beckes*. Besonders *F. Becke* hat aber in einer beachtenswerten Abhandlung [4] dargetan, daß das Symmetriezentrum neben Symmetrieebene und Drehungsachse gleichberechtigt dasteht. *Tschermak* publizierte im Jahre 1904 [5] eine einprägsame Entwicklung der 32 Kristallklassen nach „fünf Prinzipien der Formbildung der Kristalle", seine fünf einfachen *Stufen der Symmetrie*. Diese waren:

Stufe I, kein Symmetrieelement (also keine Wiederholung eines Begrenzungselementes).

Stufe II, das Symmetriezentrum Z.

Stufe III, die zweizählige (horizontal liegende) Deckachse A^2

Stufe IV, die (vertikal stehende) Symmetrieebene E.

Stufe V, Kombination zweier der Prinzipien II bis V, also II + III, II + IV oder III + IV, was immer dasselbe Resultat ergibt, da von den drei Symmetrieelementen Z, A^2 und senkrecht darauf stehende Ebene E je zwei automatisch das dritte bedingen.

Diese fünf einfachen Stufen ergeben bekanntlich bereits fünf Kristallklassen, dem Zonenverbande nach zwei Klassen des triklinen und drei Klassen des monoklinen Systems. Indem diese fünf Stufen fortschreitend mit einer 2-, 3-, 4-, 6zähligen Achse als systembestimmende Hauptachse zur Anwendung kommen, erhält man je fünf Klassen in den betreffenden Systemen; im rhombischen allerdings nur die Klassen III, IV und V, da Prinzip I und II die Symmetrieelemente von monoklin III und V ergibt, diese Punktsymmetrien aber mit dem im rhombischen System auftretenden Zonenverbande dreier aufeinander senkrecht stehender (ungleicher) Zonen unvereinbar sind.

[3] Siehe p. 885 unter „Trigonal" und „Tetra-trigonal", wo ausschließlich Inversionsachsen Verwendung finden. Sonst ist es im wesentlichen das System von *H. Hilton* (Min. Mag., *XIV* [1907], 262) bzw. *R. W. G. Wyckoff* (Americ. Journ. Science, *VI* [1923], 289), welche Autoren jedoch das Symmetriezentrum ausdrücklich erwähnen und in ihrer Symbolik zum Ausdruck bringen.

[4] *Becke, F.*, Ein Wort über das Symmetriecentrum. Z. f. Kryst. 25 (1896), 73 bis 78.

[5] *Tschermak, G.*, Einheitliche Ableitung der Kristallisations- und Zwillingsgesetze. Z. f. Kryst. *39* (1904), 433—462.

Die ersten fünf Klassen — unsere „einfachen Stufen der Symmetrie" — sind sonach als mit vertikal stehender, *einzähliger Hauptachse* aufgebaut zu denken, wodurch sich erklärt, daß die A^2 der Stufe III horizontal ist; sie ist grundsätzlich senkrecht zur einzelnen Hauptachse, also hier senkrecht zur fiktiven A^1. Die Symmetrieebene der Stufe IV ist, als grundsätzlich durch die Hauptachse gelegt, eine vertikal gestellte Ebene [6].

Der oktantenweise Aufbau (mit 4 A^3) und Anwendung desselben Prinzipes der fünf Stufen liefert die fünf Klassen des kubischen Systems. Das sind nun bereits 28 Klassen. Die fehlenden vier ergeben sich durch Herleitung mittels vier- und sechszähliger Inversionsachse nach dem Prinzip I und IV; die anderen Stufen, mit Inversionsachsen entwickelt, liefern keine neuen Klassen (III a ... IV a).

Die folgende tabellarische Skizze, mit Klassensymbolisierung nach *Schoenflies*, soll den Aufbau nochmals vor Augen führen:

Tabelle 1.

Tschermaksche Stufe	I	II	III	IV	V	Ia	IVa
triklin u. monoklin	C_1	C_i	C_2	C_s	C_{2h}		
rhombisch	·	·	D_2	C_{2v}	D_{2h+2h}		
tetragonal	C_4	C_{4h}	D_4	C_{4v}	D_{4h}	S_4	D_{2d}
hexagonal	C_6	C_{6h}	D_6	C_{6v}	D_{6h}	C_{3h}	D_{3h}
rhomboedrisch	C_3	C_{3i}	D_3	C_{3v}	D_{3d}		
kubisch	T	T_h	O	T_d	O_h		

Das rhomboedrische System ist bei *Tschermak* als „trigonal" bezeichnet, entsprechend der 3zähligen Hauptachse, und daher in aufsteigender Zählfolge vor dem tetragonalen System eingereiht. Triftige Gründe sprechen für die Einreihung zwischen hexagonal und kubisch [7]. Einerseits kann man das hexagonale und rhomboedrische System als zwei Abteilungen eines zwölfklassigen Gesamtsystems betrachten; andererseits leitet das Rhomboeder im Grenzfalle (Kantenwinkel 90°) zum Würfel über, und damit zum kubischen System, so daß oben getroffene Änderung in der Reihung nach beiden Seiten hin befriedigt.

[6] Die horizontale (Haupt-) Symmetrieebene ist bekanntlich bei der Tschermakschen Herleitung kein Aufbauprinzip, sondern sie ergibt sich in den Systemen mit geradzähliger Hauptachse in den Stufen II und V infolge des hier wirkenden Zentrums automatisch — fehlt daher im rhomboedrischen System!

[7] *Tertsch, H.*, Noch ein Wort zur Ableitung und Behandlung der 32 Kristallklassen. Zbl. Min. (A) 1936, 161—166 (siehe p. 163). — *Raaz, F.*, Zur Frage der Systematik und Herleitung hexagonaler und trigonaler Kristallklassen. Zbl. Min. (A) 1938, 173 bis 185 (siehe p. 183). — *Raaz, F.*, und *H. Tertsch*, Geometrische Kristallographie und Kristalloptik. Springer-Verlag Wien, 1939 und 1951 (siehe p. 48/49 und 93).

Vergleichen wir den *Tschermak*schen Aufbau mit der systematischen Einteilung *Peacocks* (l. c., 886), so sehen wir, daß die Gruppierung der Klassen zu Kristallsystemen tatsächlich die gleiche ist. Nur ist innerhalb der Systeme die Reihenfolge der Stufen umgestellt zu: I, II, IV, III, V; das tut der Sache an sich keinen Abbruch. Nur fehlt seiner Konzeption — ohne das Zentrum, dafür I^1, I^3 — der innere Zusammenhang, der sich bei der *Tschermak*schen Durchbildung auf Grund der Automatik der sich wechselweise bedingenden Symmetrieelemente der Stufen II, III, IV zur Vollsymmetrie V so eindrucksvoll darbietet. Die Synthese eines stufenweisen Aufbaues aus einfachsten Formelementen ist der unbestreitbare Vorzug und verleiht der *Tschermak*schen Systematik Einfachheit, Anschaulichkeit und Folgerichtigkeit.

Daß *Peacock* in seiner Aufstellung in jedem System eine Unterteilung in zwei Gruppen entsprechend der Symmetrie der Lauebilder trifft und sie durch Trennungsstrich scheidet, ist eine Maßnahme, die ihn veranlaßt, unsere I a- und IV a-Klassen gleich vor die Stufen I und IV zu stellen, während *Tschermak* in seiner Übersicht die Trennung nach der Herleitung vornimmt, ob sie mittels einfacher Drehachsen oder mit Hilfe von Inversionsachsen erfolgt. Die Reihenfolge der Systeme ist, wie bei *Tschermak*, mit aufsteigender Zähligkeit der Hauptachse: trigonal, tetragonal, hexagonal.

Was nun die Bemerkungen *G. Menzers* (l. c.) betrifft, so ist seiner Ansicht zuzustimmen, daß die Zusammenfassung von Kristallklassen bestimmter Zähligkeit zu keinem auf alle 32 Klassen anwendbaren Ergebnis führt.

Das haben wir ja bereits deutlich im *Tschermak*schen Aufbau gesehen, bei welchem sich ergibt, daß auf Grund einer zweizähligen Hauptachse keine Stufe I und II zu erzielen ist, da diese Symmetriegruppen bereits in den Kristallklassen monoklin III und V verwirklicht sind (hier mit horizontaler A^2). Und weiters könnte man sagen, daß bei *Tschermak* das hexagonale System (mit 7 Klassen) solche mit 6zähliger und solche mit 3zähliger Hauptachse enthält — welch letztere nur formal als I^6 definiert werden. Und schließlich gibt es bei *Tschermak* ein „trigonales" System (unser rhomboedrisches!), das die dreizählige Hauptachse besitzt, ebenso wie die beiden trigonotypen Klassen C_{3h} und D_{3h}.

Bezüglich des ersten Punktes, einzelne A^2, konnten wir feststellen, daß die beiden fraglichen Punktsymmetrien einen monoklinen Zonenverband ergeben und daher in der ersten Horizontalreihe (fiktive A^1) als Stufe III und V folgerichtig aufscheinen. Mit anderen Worten: die Klassen C_2 und C_{2h} sind als Diederklassen der fiktiven einzähligen Hauptachse D_1 bzw. D_{1i} aufzufassen und besitzen daher

eine horizontale A^2 und in Stufe V (infolge Hinzutretens des Zentrums) eine vertikale Symmetrieebene. Das Fehlen von rhombisch I und II ist aber die einzige Lücke im *Tschermak*schen System.

Bezüglich des zweiten Punktes, nämlich A^3: Mit 3zähliger Hauptachse sind ausgestattet unsere hexagonalen Klassen I a und IV a (C_{3h}, D_{3h}) sowie unsere rhomboedrischen Klassen C_3, C_{3i}, D_3, C_{3v}, D_{3d}.

Nach *Tschermak* werden die Klassen C_{3h} und D_{3h} – wiewohl sie morphologisch eine $A^3 + E_h$ darbieten – – formal mit I^6 zur Darstellung gebracht. Dieser Vorgang könnte freilich als „willkürlich" hingestellt werden; doch ist folgendes zu bedenken: Kristallphysikalische und strukturtheoretische Gründe sprechen dafür, diese Klassen als hexagonal aufzufassen. Sie sollen daher im hexagonalen System ihren ordnungsmäßigen Platz finden: das ist leicht erreichbar, indem wir $A^3 + E_h$ mit I^6 symbolisieren. Damit ist zugleich eine durchgreifende Analogie zum tetragonalen System erzielt, dessen zwei „diagonale" Klassen[8] S_4 und D_{2d} wir ebenfalls mit Inversionsachsen (I^4) ableiten, obwohl es bei D_{2d} gar nicht nötig wäre, Achsen der zusammengesetzten Symmetrie zu verwenden[9]. In diesem Sinne ist es zweifellos begründet — bei Verwendung der 4- und 6zähligen Inversionsachsen – die *Tschermak*sche Systematik auf der Grundlage der Achsenzähligkeit anzuerkennen.

Seite 146, Fußnote 5, bestätigt *Menzer:* „Trotz dieser Ersetzbarkeit (gemeint ist durch $A^3 + Z$) ist die 6zählige Drehspiegelungsachse . . . eine *echte* Drehspiegelungsachse." Ebenso ist natürlich auch unsere 6zählige Inversionsachse trotz ihrer Ersetzbarkeit durch $A^3 + E^h$ eine *echte* Inversionsachse. Lassen wir aber die I^6 ebenso gelten wie die I^4 — beide führen im morphologischen Bau zu einer Hauptachse mit halber Zähligkeit – dann erhalten wir auf Grund der Hauptachsenzähligkeit sowohl im hexagonalen wie im tetragonalen System 7 Klassen. Das „trigonale" System – auch dieser Ausdruck ist bei der *Tschermak*schen Herleitung (mit aufsteigender Achsenzähligkeit) durchaus gerechtfertigt — hat nur 5 Klassen: eine 3zählige Achse der zusammengesetzten Symmetrie ist im übrigen abzulehnen (siehe *Raaz*, l. c., 181/182).

G. Menzer (l. c.) gibt in seiner Tab. 1 ein Schema der 32 Kristallklassen, das ganz und gar jenem von *Tschermak* entspricht: es ist (hinsichtlich unserer Stufen II und V) unter Bevorzugung des Zentrums zusammengestellt. Beim hexagonalen System wird jedoch die 6zählige Inversionsachse nicht verwendet, sondern die beiden tri-

[8] Besser „digonotype" Klassen, analog zu „trigonotyp".

[9] Drehspiegelachsen würden hier denselben Effekt erzielen, sollen bei uns aber vermieden werden. (Die internationalen Tabellen kennen sie auch nicht!)

gonotypen Klassen C_{3h} und D_{3h} werden durch 3zählige Achse und Hauptsymmetrieebene symbolisiert; nichtsdestoweniger werden sie zum hexagonalen System geschlagen. Im tetragonalen System wird von *Menzer* die Drehspiegelachse herangezogen, mit 4 symbolisiert [10] und die damit abgeleiteten Klassen unter die entsprechenden Klassen (unsere Stufen I, IV bzw. III) gestellt.

Das Schema sei zum Vergleich mit der *Tschermak*schen Tabelle (p. 3) hier wiedergegeben. Die Symbole betreffen die erzeugenden [11] Symmetrieelemente: m. hier ausschließlich Hauptsymmetrieebene, senkrecht einer Hauptachse; n. Nebensymmetrieebenen, parallel einer Hauptachse; die Ziffern symbolisieren die betreffenden Achsen nach ihrer Zähligkeit; i. das Inversionszentrum.

G. Menzers Tabelle I.

triklin	1	i	n	2	2 i	monoklin
	—	—	2 n	22	22 i	rhombisch
	3	3 i	3 n	32	32 i	rhomboedrisch
	—	3 m	—	—	32 m	hexagonal
	6	6 i	6 n	62	62 i	
	4	4 i	4 n	42	42 i	tetragonal
	4	—	4n ← →	42	—	
	23	23 i	23 n	43	43 i	kubisch

Dieser Konzeption kann eine andere gegenübergestellt werden, die sich von der obigen nur darin unterscheidet, daß in allen drei wirteligen Systemen (trigonal, tetragonal, hexagonal) in der Position der Stufe II und auch V) die horizontale (Haupt-) Symmetrieebene auftritt, während sich nach dem *Tschermak*schen Prinzip der Stufe II – dem Symmetriezentrum — mit der 3zähligen Hauptachse *keine* horizontale Symmetrieebene ergibt, also weder in der Stufe II noch V. Auf diesen Plätzen, die bei *Tschermak* von C_3^i und D_{3d} eingenommen werden, erscheinen nun die Klassen C_{3h} und D_{3h}. Das würde der Systematik *P. von Groths* entsprechen. Dieser fügte dem tetragonalen System die Klassen S_4 und D_{2d} hinzu, dem trigonalen die Klassen C_{3i} und D_{3d}. *Menzer* (l. c., p. 152) bemerkt hiezu: „Das letztere war ein Fehler, denn es ist $3i = \bar{6}$ und $32i = 62$, und die Flächenzahlen der allgemeinen Formen von 3i und 32i verhalten sich zu denjenigen der entsprechenden tetragonalen Formen wie 6 : 4. Dies alles spricht eindeutig für die Zuordnung der beiden Klassen zum hexagonalen System.“ Mit

[10] In den internationalen Tabellen ist dies jedoch das Zeichen für Inversionsachse.

[11] Dabei ist Stufe V durch Kombination unserer Stufen III und II symbolisiert.

anderen Worten: C_{3i} und D_{3d} des *Tschermak*schen Systems werden gegen C_{3h} und D_{3h} ausgetauscht! Das ist *Menzers* Tabelle II, ein System „der Kristallformen".

Was obige Argumentation betrifft, so können wir sie ebensogut *für* die *Terschmak*sche Konzeption ins Treffen führen. Der Unterschied ist lediglich der, daß wir als Achsen der zusammengesetzten Symmetrie die *Inversionsachsen* heranziehen, die vor den Spiegelachsen den Vorzug verdienen [12]; und so gelangen bei uns die Klassen C_{3h} und D_{3h} eben ins hexagonale System, wohin sie aus strukturellen und kristallphysikalischen Gründen gehören. Der Sachverhalt ist folgender: Nicht, weil C_{3h} und D_{3h} mittels I^6 ableitbar sind, fassen wir sie als hexagonal auf, sondern umgekehrt: Weil sie ihrem Wesen nach hexagonal sind, leiten wir sie rein formal mit 6zähligen Achsen der zusammengesetzten Symmetrie ab. Und ebenso: Da C_{3i} und D_{3d} zweifellos rhomboedrische Klassen sind, leiten wir sie mit einer 3zähligen Achse ab; erreichen dadurch (bei unserem Herleitungsprinzip mit dem Symmetriezentrum!) den durchgehenden Mangel einer horizontalen Symmetrieebene in allen fünf Klassen mit 3zähliger Hauptachse. Die Heranziehung einer 6zähligen Spiegelachse zur Ableitung von C_{3i} und D_{3d} können wir hier nicht brauchen; diese beiden Klassen müssen trigonal-rhomboedrisch bleiben, und sollen nicht als hexagonal aufgefaßt werden!

Bezüglich der Zulässigkeit oder Nichtzulässigkeit der Bezeichnung „trigonales System" beachte man die Feststellung *G. Menzers* (l. c., 153, Pkt. 3): „Die 19 Klassen mit einer 3-, 4- oder 6zähligen Hauptsymmetrieachse bilden drei Gruppen mit ähnlichen Kristallformen. Diese Gruppen kann man als das trigonale, tetragonale und hexagonale System der Kristallformen ansprechen." Und ferner p. 152 (Zeile 8): „Hier steht das *trigonale* System gleichberechtigt neben dem tetragonalen und hexagonalen . . ." (Systeme der allgemeinen Kristall*formen*). Wenn aber bei *Tschermak* die Klassen C_3, C_{3i}, D_3, C_{3v}, D_{3d} ein einheitliches — rhomboedrisches — System bilden, das durch die 3zählige Hauptachse und das Fehlen der Hauptsymmetrieebene charakterisiert ist, so kann nichts Widersinniges darin liegen, dieses System — der Ableitung gemäß — als trigonal zu bezeichnen; denn C_{3h} und D_{3h} sind doch hexagonal! Man kann ebensowenig dem rhomboedrischen Achsenkreuz die Qualifikation absprechen, daß es der „trigonalen Sygonie" *(Schoenflies)* zugehört.

Menzer aber schreibt in seiner Zusammenfassung und Schlußfolgerung auf Seite 154: „Auf der Hauptachsenzähligkeit können

[12] *Becke, F.*, Inversionsachse und Spiegelachse, N. Jb. Min., Beil.-Bd. 57 (A) (1927), 173—202. — *Raaz, F.*, l. c., 179—181.

keine Kristallsysteme begründet werden. Wohl alle Irrtümer der mineralogischen Lehrbücher bei der Aufteilung der Klassen auf Systeme beruhen darauf, daß diese Tatsache nicht erkannt oder nicht berücksichtigt wurde. Dazu gehört nicht nur das Anhängen der Klassen 3i und 32i an *v. Groths* trigonales System der Kristallformen, sondern auch die Bezeichnung der rhomboedrischen Abteilung als trigonales System." Hier zitiert *Menzer* vor allen *G. Tschermak* und *F. Becke* (Lehrb. 1905 und 1921), aber auch die Abhandlungen von *F. Raaz* (1938) und *H. Tertsch* (1950) sowie das Lehrbuch *Raaz-Tertsch* (1939 und 1951): und fährt fort: „Das letztere ist irreführend, weil die Klassen dieser Abteilung nicht durch die gemeinsame 3zählige Achse charakterisiert sind, sondern dadurch, daß sie auf ein rhomboedrisches Koordinatensystem bezogen werden können."

Die Bezeichnung des rhomboedrischen Systems (oder Abteilung) als „trigonal" wäre also nach *Menzer* ein Kardinalfehler, ebenso gravierend wie *v. Groths* Anhängen der Klassen C_{3i} und D_{3d} an sein trigonales System der Kristallformen. Durch die im ersten Teil obigen Zitates gewählte Formulierung könnte leicht der Eindruck erweckt werden, als sei die *Tschermak*sche Konzeption wertlos und abzulehnen; und dies alles nur wegen des Wortes trigonal! Das ist doch sicher nicht beabsichtigt gewesen. Denn es wird ja gerade in *Menzers* Abhandlung zum ersten Male unumwunden zum Ausdruck gebracht, daß die Aufteilung der Kristallklassen in der *Tschermak*schen Art die einzige konsequente Systematik überhaupt darstellt.

Was aber *Menzers* Schlußsatz (siehe oben) anbelangt, so stellt der Verfasser mit Befriedigung fest, daß er — diesem Umstand Rechnung tragend — schon 1938 (siehe Zbl., l. c., 183 und 184) ausdrücklich betont hat, daß die in Frage stehenden 5 Klassen als „rhomboedrisches" System zu bezeichnen wären. Wenn trotzdem im kristallographischen Teile des Lehrbuches *Raaz-Tertsch* neben rhomboedrisch auch die Bezeichnung trigonal sekundär beigefügt wurde (z. B. in der Tabelle p. 48/49, in Klammer darunter gesetzt), so war damit nur beabsichtigt, die Identität des nun „rhomboedrisch" genannten Systems mit *Tschermaks* „trigonalem" zu betonen [13].

Schon *F. Becke* bemerkt in seinem Autoreferat vom Vortrag bei der D. M. G. zu Duisburg 1926 [14] „. . . . die 5 Klassen des trigonalen, besser rhomboedrischen, Systems lassen als Fundamentalform auch das Rhomboeder zu, zeigen in bezug auf Spaltbarkeit, Elastizität, Symmetrie der Lauebilder untereinander die innigsten Beziehungen."

[13] Auch in *Nigglis* Lehrbuch, allerdings erst in der 3. Auflage (1941), wird die Bezeichnung „trigonal-rhomboedrisch" gebraucht.

[14] *Becke, F.*, Systematik der 32 Symmetrieklassen der Kristalle. Fortschr. d. Min. usw. *11* (1927), 289—290.

Auch *H. Tertsch* (l. c., 163) schreibt: „. . . es darf doch nicht übersehen werden, daß der ausgesprochene Rhomboederbau der echt trigonalen Kristalle als Deformation einer Würfelstruktur angesehen werden kann, weshalb auch die *Miller*sche Aufstellung mit der Verwendung der Rhomboederkanten als Achsenrichtungen ihre *gleichwertige* geometrische Berechtigung hat."

Es kann auch den einleitenden Worten in *Menzers* Arbeit (p. 145) nicht zugestimmt werden, wo es heißt: „Obwohl die im Lehrbuch für Mineralogie von *P. Niggli* [15] dargelegte Verteilung der zwölf Klassen auf zwei Systeme klar erkennen läßt, daß es ein solches Problem (gemeint ist ein „Struktur- und Formproblem", Anm. d. Verf., siehe *H. Tertsch* [16]) gar nicht gibt . . .".

Nun, gerade der Vergleich der zitierten drei Auflagen von *Nigglis* Lehrbuch beweist das Gegenteil: Noch in der zweiten Auflage (1924) bringt *Niggli* p. 69 eine Tabelle der Kristallklassen, die ein Trigonales System mit den *Groth*schen 7 Klassen aufzeigt: C_3, C_{3h}, C_{3v}, D_3, D_{3h}, und auch C_{3i}, D_{3d} (obwohl letztere mit Hexagyroide entwickelt dargestellt sind).

Eine „Frage der Zweckmäßigkeit" ist es lediglich, welcher Art von Achsen der zusammengesetzten Symmetrie, Spiegelachsen oder Inversionsachsen, „im Hinblick auf die Erfordernisse einer geeigneten und mit den Grundzügen des Bauplanes in Einklang stehenden Systematik" der Vorzug gebührt (*Raaz*, l. c., 174).

Fassen wir nochmals *Menzers* Tabelle II — jenes System „der Kristallformen" — ins Auge, von dem auch dieser Autor sagt, daß es weder der einen noch der anderen Definition eines Kristallsystems [17] entspricht, so ergeben sich noch andere Bedenken gegen eine solche Art von Systematik. Das System ist im wesentlichen das *Groth*sche (bis auf die Zuweisung der Klassen C_{3i} und D_{3d}).

Im großen und ganzen läßt sich auch hier ein stufenweiser Aufbau, analog jenem nach *Tschermak*, durchführen, jedoch mit dem wesentlichen Unterschied, daß als Prinzip II statt des Zentrums hier die Hauptsymmetrieebene wirkt. Dieser Aufbau sei in Tabelle 2 wiedergegeben (mit *Schoenflies*schen *Symbolen* dargestellt und analog den *Tschermak*schen Stufen gereiht):

[15] Zitiert ist hier die 1. Auflage 1920 (p. 53), die 2. Auflage 1924 (fälschlich p. 53 statt 67—70) und die 3. Auflage 1941 (p. 188, 192).

[16] *Tertsch, H.*, Das trigonale Kristallsystem, ein Struktur- und Formproblem. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (3) *1* (1950), 427—432.

[17] Definition entweder auf Grund der Zähligkeit der Hauptachse oder aber im Hinblick auf gemeinsames Bezugsachsenkreuz.

Tabelle 2.

triklin u. monoklin	C_1	C_i	C_2	C_s	C_{2h}		
rhombisch	·	·	D_2	C_{2v}	D_{2h}		
trigonal	C_3	C_{3h}	D_3	C_{3v}	D_{3h}	C_{3i}	D_{3d}
hexagonal	C_6	C_{6h}	D_6	C_{6v}	D_{6h}	↓	↓
tetragonal	C_4	C_{4h}	D_4	C_{4v}	D_{4h}	S_4	D_{2d}
kubisch	T	T_h	O	T_d	O_h		

Es fehlt dann aber die innere Automatik im Zusammenhang der Stufen: wohl ergibt auch hier die Kombination II + III bzw. II + IV immer die Symmetriestufe V; aber III + IV gibt im trigonalen System zwei Möglichkeiten, je nachdem 2zählige Nebenachse (Stufe III) und Spur der vertikalen Symmetrieebene (Stufe IV) gleichlaufend oder winkelhalbierend angenommen werden. Im ersteren Falle ergibt sich (wie oben) D_{3h} als holoedrische Klasse oder Stufe V, im zweiten Falle jedoch die holoedrische Klasse des *Tschermak*schen Systems D_{3d}; denn dort muß ja vertikale Symmetrieebene und horizontale Symmetrieachse senkrecht aufeinander sein (demnach winkelhalbierend verlaufen), um automatisch das Symmetriezentrum als drittes Aufbauelement herbeizuführen. Dem bei Tabelle 2 verwendeten Prinzip fehlt also der zwangsläufige Zusammenhang innerhalb der Stufen.

Für die Klassen mit gyroidischer Herleitung kämen als Achsen der zusammengesetzten Symmetrie jetzt die Spiegelachsen in Betracht, mit Rücksicht auf die hier geltende Hauptsymmtrieebene als Aufbauprinzip. Im tetragonalen System ergeben sich so wieder die Klassen S_4 und D_{2d}: im hexagonalen jedoch C_{3i} und D_{3d}.

Unmöglich wird es hingegen, die triklin-holoedrische Klasse C_i zu entwickeln. An dem Platze, wo sie steht, ist doch E_h Aufbauprinzip (Stufe II)! Es bliebe nur der Ausweg, C_i mit einer 2zähligen Spiegelachse abzuleiten, um das erforderliche Symmetriezentrum darzustellen. Dann aber müßte diese Klasse in der zweiten Horizontalreihe obiger Tabelle als Stufe I a ihren Platz haben, als Anhangsklasse beim rhombischen System, was sinnwidrig ist.

Wenn wir aber für obiges System der Kristallformen zur Herleitung der gyroidalen Klassen statt der Spiegelachsen (die hier immerhin ihre Berechtigung hätten!) wie bei *Tschermak* die Inversionsachsen verwenden - was mit Rücksicht auf die konventionelle Festlegung in den „Internationalen Tabellen" bzgl. des ausschließlichen Gebrauchs der Inversionsachsen zweifellos vertretbar wäre — dann kommt die Klasse C_i tatsächlich in die erste Horizontalreihe zu stehen, zwar nicht als Stufe II, aber als I a; denn sie ist mittels I^1 herzuleiten. Man wird in diesem Falle natürlich die

I a- und IV a-Klassen nicht rechts außerhalb der fünf Stufen aufführen, sondern gleich anschließend bei Stufe I bzw. IV einschalten. Beim tetragonalen System wird sich im Aufbau nichts ändern, da Inversions- und Spiegelachse hier das gleiche bewirken. Hexagonale Inversionsachsen ergeben aber die Klassen C_{3h} und D_{3h}, die im obigen System bereits als Stufe II und V auftreten. Hingegen würde die I^3 ($= A^3 + Z$) nun die Klassen $C_3{}^i$ und D_{3d} liefern: sie kämen daher ins trigonale System zu stehen, wie bei *Groth Menzers* Einwand gegen diese Einreihung wäre nicht mehr stichhältig — falls es eine dreizählige Inversionsachse wirklich gäbe. Verfasser ist aber der Ansicht, daß eine I^3 wegen der Notwendigkeit sechsmaliger Drehung (um 120°) bis zur Erreichung der Ausgangsstellung tatsächlich nicht existiert (*Raaz*, l. c., 181/182). Will man 3zählige Achsen der zusammengesetzten Symmetrie überhaupt verwenden, dann müssen sie in ihrer Auswirkung gleichwohl als 6zählig gewertet werden: Es sind daher in obiger Tabelle 2 die Klassen C_{3i} und D_{3d} (obwohl mittels I^3 entwickelt) durch Beisetzung der Pfeile ins hexagonale System überstellt. Man erreicht also mit unserem Vorgang dasselbe Resultat wie mit einer A^6, hat aber infolge der Verwendung von Inversionsachsen die Möglichkeit geschaffen, die trikline Klasse C_i systemgerecht einzureihen (als Stufe I a, zwischen I und der nun fehlenden Stufe II).

So ließe sich ein System der Kristallformen wohl entwickeln. Wie aber sieht es in der trigonalen Abteilung in Wirklichkeit aus? D_{3h} ist nun Holoedrie und muß als solche die Klassen I bis IV als Untergruppen in sich enthalten; I a und IV a sind ja ins hexagonale System überstellt, sonst ginge es überhaupt nicht [18]! Die Kristalle der Klasse D_{3h} (Benitoit) müssen nun in der Weise aufgestellt werden, daß die zweizähligen Achsen die Lage der Nebenachsen einnehmen wie in der Klasse D_3. Dann haben aber auch die Spuren der drei vertikalen Symmetrieebenen den gleichen Verlauf, das heißt aber, sie befinden sich in der Stellung von Zwischensymmetrieebenen. Bei Stufe IV (Turmalin) ist man jedoch gewohnt, die drei Symmetrieebenen als Nebensymmetrieebenen aufzustellen, also eine davon als Medianebene, weil so der natürlichste Eindruck erzielt wird. Mit Rücksicht auf die jetzt um 30° gedrehte Lage der Symmetrieebenen in der Stufe V (D_{3h}) müßten nun auch die Symmetrieebenen der Stufe IV (C_{3v}) konform gestellt werden. Eine solche Aufstellung der betreffenden Kristalle — sowohl beim Benitoit als auch beim Turmalin — hat etwas Unnatürliches, Gezwungenes an sich:

[18] In einem trigonalen System mit 7 Klassen fände sich keine Holoedrie (weder D_{3h} noch D_{3d}), welche die anderen 6 Klassen als Untergruppen enthalten würde.

die hohe Regelmäßigkeit dieser Kristallformen kommt beim Anblick derselben kaum mehr zum Ausdruck. Durch diesen Umstand wird aber der Vorteil, der in der Herauskehrung der Ähnlichkeit der Kristallformen innerhalb der drei wirteligen Systeme liegt, beträchtlich gemindert.

Nach all diesen Überlegungen dürfte es wohl offenkundig sein, daß dem *Tschermak*schen System vor dem *Groth*schen entschieden der Vorzug gebührt.

Zum Schluß noch ein Wort über das Historische der Angelegenheit. Wie *F. Becke* in dem zitierten Vortragsbericht bei der D. M. G. 1926 (Fortschr. Min. 1927) festgestellt hat, geht die *Groth*sche Tabelle auf *Fedorow* zurück: die andere Tabelle jedoch auf *Schoenflies* (1891)[19]. Allerdings ist eine ähnliche Anordnung bereits von *B. Minnigerode* 1887 [20] publiziert worden; ihr folgt auch *Th. Liebisch* in seinem Grundriß der physikalischen Kristallographie (1896). Die *Schoenflies*sche Gruppierung ist später auch von *W. Voigt* in seinem Lehrbuch der Kristallphysik (1910) vertreten worden.

Aber schon im Jahre 1904 hat *G. Tschermak* (l. c.) diese Gruppierung zur Grundlage der von ihm entwickelten Methode eines einheitlichen Herleitungsprinzipes gemacht, das dann durch die folgenden Auflagen seines Lehrbuches [21] durch ihn und *F. Becke* allgemein bekannt geworden ist.

Von *Beckes* Vorschlage bei der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft [22] war schon die Rede. Diesem Vorschlage hat sich damals auch *F. Rinne* angeschlossen und im Jahre 1929 in der Sächs. Akad. d. Wiss.[23] darüber publiziert, unter Empfehlung einer neuen Bezeichnungsweise für die Kristallklassen entsprechend ihrem Herleitungsmodus. *F. Becke* hat in einer Notiz der Wiener Akad. d. Wiss.[24] hierauf Bezug genommen und den Hergang der Entwicklung klargestellt. Noch im Jahre 1922 brachte *F. Rinne* in seinem Lehr-

[19] *Schoenflies, A.*, Kristallsysteme und Kristallstruktur. Leipzig 1891, S. 555 bis 556.

[20] *Minnigerode, B.*, Untersuchungen über die Symmetrieverhältnisse der Kristalle. N. Jb. Min., Beil.-Bd. *V* (1887). Hier ist, anscheinend zum erstenmal in der Literatur, die strenge Analogie der bisphenoidischen und skalenoedrischen Klasse des tetragonalen Systems mit den beiden trigonotypen Klassen des hexagonalen Systems zum Ausdruck gebracht worden.

[21] *Tschermak, G.*, Lehrb. d. Mineralogie, 6. Aufl., Wien 1905, und *Tschermak-Becke*, 7. und 8. Aufl.

[22] Duisburg 1926, Fortschr. Min. *11* (1927) und *Becke, F.*, Fortschr. Min. *12* (1927), 97—107.

[23] *Rinne, F.*, Abh. Sächs. Akad. Wissen. *40* (1929), 15 ff.

[24] *Becke, F.*, Anz. Akad. Wiss. Wien 1929.

buch der kristallographischen Formenlehre [25] die Systematik mit 7 Klassen im trigonalen System und hat sich erst am Schluß der *Tschermak*schen Kristallklassensystematik angeschlossen, während *Tschermak* und *Becke* schon ein Vierteljahrhundert hindurch dafür eingetreten sind. Es ist daher wohl begründet, dieses System gerechterweise als das von *Schoenflies-Voigt* und *Tschermak-Becke* zu bezeichnen.

[25] *Rinne, F.*, Einführung in die kristallographische Formenlehre. 4./5. Aufl., Leipzig 1922.

Aus dem Physikalischen Institut der Universität Graz.

Über Gitterplastizität, Spaltbarkeit und Kristallplastizität.

Von

Adolf G. Smekal.

(Eingelangt am 7. Dezember 1953.)

1. Einleitung. Kristallgitter und Mikrostruktur.

Das im herkömmlichen Sinne gemeinte mechanische Festigkeitsverhalten der Kristalle ist von der chemischen, mechanischen und thermischen Vorgeschichte des Einzelindividuums abhängig, und kann somit nur als *strukturempfindlicher* Eigenschaftskomplex verstanden werden. Diese Kennzeichnung nimmt Bezug darauf, daß abgesehen von der äußeren Umgrenzung, zur Beschreibung der Kristallbeschaffenheit *zwei* unterschiedliche Strukturbegriffe benötigt werden, das *Kristallgitter der Substanz* und die *Mikrostruktur des Kristallindividuums*. Diese Unterscheidung hat sich als unumgänglich erwiesen, weil die wirklichen Kristalle nicht die Homogenität eines beliebig ausgedehnten Kristallgitters besitzen. Die Mikrostrukturen der Kristalle werden durch Fremdstoffgehalte, Leer- und Versetzungsstellen, Mosaikbau und Verformungsspuren bedingt, wobei alle diese Störeinflüsse in den unterschiedlichsten räumlichen Verteilungszuständen vorhanden sein können. Das Kristallgitter wird hiebei Raumteile verschiedenster Zusammenhangsverhältnisse erfüllen. Aus den beiden Grenzfällen inselförmiger Teilbereiche oder einheitlicher, alle Störelemente umschließender Gitterbildung, erkennt man die entscheidende Einflußnahme der Mikrostrukturen auf die *Konsistenz*eigenschaften der Kristalle. Konsistenztypen von kompakt-disperser oder von kompakter Beschaffenheit werden auch die Festigkeitserscheinungen der Kristalle in nachhaltiger Weise mitbestimmen.

Mit der Erkenntnis eines unmittelbaren Zusammenhanges zwischen dem Festigkeitsverhalten der Kristalle und ihren Mikrostrukturen entstand die Frage nach der Vollständigkeit unserer bisherigen Einblicke in jene Verhaltenseigenschaften. Kann es nur strukturempfindliche Festigkeitseigenschaften geben? Muß nicht auch das fehlerfreie Kristallgitter bestimmte Kohäsionseigenschaften dar-

bieten? Welche Zusammenhänge bestehen zwischen solchem strukturunempfindlichen Festigkeitsverhalten und den bisher bekannten Festigkeitserscheinungen?

Die Beantwortung dieser Fragen wird erleichert durch Aussagen über die allgemeinen Ursachen der Fehlbauerscheinungen sowie durch Kenntnis der Abmessungen einheitlicher Gitterbereiche in Mikrostrukturen. Zu Ersterem scheinen nur unsere systematischen Untersuchungen an Steinsalz vorzuliegen. Dabei hat sich mit großer Wahrscheinlichkeit herausgestellt, daß die Hauptrolle den Fremdstoffen zukommt, die wegen der endlichen Bildungsgeschwindigkeit der Kristallindividuen in den wachsenden Kristall eingeschlossen werden und durch verschiedenen Raumbedarf örtliche Verspannungen hervorrufen, wenn die Temperaturlage des Kristalls gegenüber seiner Bildungstemperatur geändert ist. Neben den im Kristallgitter atomdispers gelösten Verunreinigungen, die hier kein Interesse beanspruchen, scheint auch die Auswahl der unlöslich eingebauten Fremdstoffe spezifischen Dimensions- und Affinitätsbeziehungen zu folgen, wodurch Kristallsubstanzen häufig die gleichen Fremdstoffbegleiter aufweisen, wenn auch in unterschiedlichen Mengenverhältnissen. Um aus den vorhandenen Fremdstoffmengen Rückschlüsse auf die mittlere Größe der fremdstofffreien Gittergebiete ziehen zu können, muß man eine Tendenz zu nachträglicher Selbstreinigung durch Platzwechselvorgänge annehmen, wofür auch experimentelle Anhaltspunkte gegeben sind. So ist man zur Erwartung gelangt, daß Wertigkeit und chemische Bindungsart der Gittersubstanz die Durchschnittsgröße der Gittergebiete entscheidend mitbeeinflussen. Vorwiegend ungerichtete Bindungsarten und verhältnismäßig schwache Bindekräfte wie bei Normalmetallen und Alkalihalogeniden sollten feinteilige Gitterbereiche, gerichtete und zugleich starke Bindekräfte dagegen gröbere Bereichsdurchmesser begünstigen. Dies scheint den Tatsachen entsprechend zu sein. Sind die unlöslich-atomdispersen Beimengungen in einer Konzentration von höchstens 0·01 mol% zugegen, dann kommt man im Falle gerichteter Bindekräfte auf eine Durchmesser-Größenordnung der homogenen Gittergebiete von etwa 10μ. Bei Stoffen, die wie gewisse Glimmerarten, praktisch sämtliche Beimengungen in fester Lösung einbauen können, sind gelegentlich bereits zentimetergroße Homogenbereiche beobachtet worden.

2. Allgemeines Festigkeitsverhalten der Kristallgitter: Gitterplastizität

Die herkömmlichen Festigkeitsversuche an Kristallen oder Kristallbruchstücken, einschließlich der Ritzhärte-Vergleiche, betreffen

stets Raumteile mit Störstellen und können über das Festigkeitsverhalten des fehlerfreien Kristallgitters keinen Aufschluß geben. Die Kleinheit der Homogenbereiche erfordert eine die Störstellen von vornherein ausschließende Versuchstechnik. Dazu eignet sich allein der Mikroritzversuch, der sowohl an unbearbeiteten Spaltflächen als auch an bearbeiteten Flächen anderer Art ausführbar ist. Wählt man eine Kontaktfläche von mehreren Zehntel Quadratmikron, dann lehrt die Erfahrung an allen bisher geprüften Kristallarten von der *Mohs*schen Härte 3 aufwärts, daß die Wahrscheinlichkeit, die Nachbarschaft einer Störstelle anzutreffen, praktisch bereits vernachlässigt werden kann. Als wohldefiniertes und verschleißbeständiges Ritzwerkzeug dient hiebei ein Diamantspaltkörper, wie er als Vickers-Pyramide in Mikrohärteprüfern gebräuchlich und mit einer Dachkante von nur 0·1 bis 0·2 μ herstellbar ist.

Unter diesen Bedingungen liefert jede der untersuchten Kristallarten, gleichviel ob Kalkspat oder Dolomit *(F. Puchegger)*, Quarz oder Korund *(W. Klemm)*, Wolframkarbid oder Borkarbid *(F. Puchegger)*, reproduzierbare *gleichförmig-bruchfreie Ritzspuren*, während die zehn- bis zwanzigmal breiteren und tieferen Spuren technischer Ritzhärteturchen Aufeinanderfolgen unregelmäßiger Einrisse und Splitterbrüche darstellen. Der Umschlag des strukturunempfindlichen in das strukturempfindliche Festigkeitsverhalten kann im einzelnen verfolgt und zu Aussagen über die Verteilungseigenschaften der die Auslösung von Brucherscheinungen bewirkenden Störstellen im Kristallinneren benutzt werden. Der bruchfreie Mikroritzversuch ist auch am widerstandsfähigsten Kristallgitter, am Diamanten ausführbar *(F. Puchegger)*, wobei der Ritzdiamant allerdings eine rasch zunehmende Abnutzung erfährt.

Die auch bei übermikroskopischen Vergrößerungen bruchfrei erscheinenden Ritzspuren bestehen aus einem seichten Graben, dessen Profil mit jenem der Diamantpyramide übereinstimmt, und aus zwei seitlich wallartigen Anhäufungen der plastisch verdrängten Stoffmengen. Grabentiefe und Wallhöhen wachsen naturgemäß mit zunehmender Belastung des Ritzdiamanten, ferner mit abnehmender Ritzgeschwindigkeit, wobei der dynamometrisch bestimmte Ritzwiderstand einen unveränderlichen und stoffunabhängigen Bruchteil der Ritzlast darstellt, welcher auch von der Versuchstemperatur unabhängig bleibt. Stoffabhängig ist demnach nur der Zusammenhang von Ritztiefe mit Ritzlast und Ritzgeschwindigkeit *(F. Puchegger, A. Starzacher)*. Nachdem die Größenordnung der Ritztiefen 1 μ und darunter beträgt, erfordern solche Messungen die Anwendung mikrointerferometrischer Hilfsmittel.

Die Ritzlasten bewegen sich je nach der geprüften Stoffart und der oberen Lastgrenze für bruchfreie Spuren innerhalb des Gewichtsbereiches von größenordnungsmäßig 0·1 und 10 Gramm. Dies entspricht über die Kontaktfläche gemittelten Druckspannungen der Größenordnung

$$1\ \mathrm{g}/\mu^2 \text{ oder } 100.000\ \mathrm{kg/cm^2}$$

sowie Schubspannungen gleicher Größenordnung vor dem Ritzdiamanten, die von dem auf den Furchenquerschnitt bezogenen Ritzwiderstand nur um einen belanglosen Zahlenfaktor verschieden ist. Wird eine solche Schubspannung als Fließgrenze der Gittersubstanz aufgefaßt, dann entspricht die Geschwindigkeit des Ritzvorganges bis auf einen weiteren belanglosen Zahlenfaktor der Fließgeschwindigkeit des Stofftransports.

Die vorstehend gekennzeichneten allgemeinen Festigkeitserscheinungen homogener Kristallgitter stellen sowohl qualitativ als auch quantitativ ein ungewöhnliches Plastizitätsverhalten dar, das von der wohlbekannten „Kristallplastizität" als „Gitterplastizität" unterschieden sei. Die Unabhängigkeit seiner Fließgrenze von Temperatur und Fließgeschwindigkeit wird verständlich, wenn man beachtet, daß die Größenordnung dieses Kohäsionswiderstandes mit jener der Gitterkräfte übereinstimmt, so daß die Gitterplastizität auf eine direkte mechanische Überwindung der den Gitterbau beherrschenden chemischen Bindekräfte zurückzuführen ist. Der zugehörige Arbeitsbedarf entspricht angenähert dem mechanischen Äquivalent der Schmelzwärme. Diese bei keinem anderen mechanischen Vorgang erreichbare Höhe der Energiezufuhr bedingt somit, daß der Energieinhalt der Wärmebewegung des Gitters wirkungslos bleibt, wenn er nur einen kleinen Bruchteil der Schmelzwärme darstellt.

Wegen der Anisotropie des Kräftespiels in niedersymmetrischen Gittern sollte die Gitterplastizität von der Kristallorientierung abhängen. Dies ist durch einen Einfluß der Ritzrichtung auf die Wallprofile bei Kalkspat und Dolomit bestätigt worden für Flächen, in denen bestimmte Symmetrieelemente abwesend sind *(F. Puchegger)*. Ein volles Verständnis des Zusammenhanges dieser Ergebnisse mit der Gitterstruktur dürfte erst nach Ausdehnung derartiger Untersuchungen auf möglichst verschiedene Kristallflächen und Gittertypen erzielbar sein.

Die Stoffabhängigkeit des Zusammenhanges zwischen Ritzlast und gitterplastischer Eindringtiefe sowie der Richtungsabhängigkeit der gitterplastischen Fließvorgänge könnten zur Definition einer „Gitterhärte" benutzt werden, der bei sämtlichen kristallisierten Stoffen ein einheitlicher Vorgang zugrundeliegen würde, während

die mineralogisch-technologische Ritzhärtebestimmung entweder auf sprödem oder auf kristallplastischem Stoffverhalten beruht. Dieser Hinweis soll jedoch keine weitere Vermehrung von „Härte"begriffen empfehlen, welche direkter Vergleichbarkeit ermangeln, sondern den Vorzug quantitativer Aussagemöglichkeiten über verständliche und allgemeine Stoffeigenschaften hervorheben.

3. Spezielle Festigkeitsverhalten von Kristallen mit Mikrostrukturen.

Wenn man von fehlerfreien Kristall*gittern* zu *Kristallbereichen mit Störstellen* übergeht, begegnet man den Auswirkungen verschiedenartiger Mikrostrukturen, so daß an Stelle der vorhin gefundenen Einheitlichkeit eine Mehrzahl unterschiedlicher Festigkeitsverhalten auftritt. Davon werden im mineralogischen Bereich oft nur diejenigen registriert, die mit dem Vorkommen kristallographisch ausgezeichneter Elemente wie Spaltebenen, Translationsschichten oder Deformationszwillingen verknüpft sind. Von der Fragestellung der vorliegenden Arbeit gesehen, ist hervorzuheben, daß *keine* dieser Festigkeitserscheinungen bei *sämtlichen* Kristallarten vorkommt und daß nichtkristallographisch orientiert erscheinende Bruch- oder Plastizitätsvorgänge an Kristallen grundsätzlich gleiches Interesse verdienen.

Während das fehlerfreie Kristallgitter neben den vorhin betrachteten inhomogenen Beanspruchungen des Mikroritzversuches auch homogener Anspannungen fähig ist, werden letztere durch die Anwesenheit von Störstellen grundsätzlich ausgeschlossen. Festigkeitsbeeinflussende Störstellen sind örtlich nicht nur durch das Vorhandensein mehr oder minder starker elastischer Verspannungen ausgezeichnet, sondern bewirken auch eine örtliche Steigerung von Lastspannungen, die durch äußere Beanspruchungen des Kristalls hinzukommen. Diese Spannungs„spitzen" können hundert- bis tausendfach größere Beträge erreichen als jene der Lastspannungen in benachbarten Gittergebieten, womit zugleich eine Konzentration der elastischen Verformungsarbeit durch jene Störstellen verbunden ist. Die Steigerung der äußeren Beanspruchungen kann daher weder längs der beanspruchten Kristalloberflächen noch in den Gitterbereichen des Kristallinneren zur Überwindung der chemischen Bindekräfte führen, weil der hiezu erforderliche Energieaufwand dort unerreichbar bleibt. Die Auflösung oder Umordnung molekularer Bindungen wird vielmehr allein an Störstellen mit den höchsten wirksamen Spannungsspitzen einsetzen. Dort sind sie auf jene unmittelbare Nähe beschränkt, die Verteilung und Reichweite der örtlichen Selbstspannungen vorbestimmen, betreffen also anfänglich

nur sehr kleine Raumteile. Ihre Fortpflanzung durch das Kristallinnere muß durch weitere Laststeigerungen erzwungen werden und erfolgt demnach mit langsam anwachsender Geschwindigkeit. Die Anisotropie der Kristallgitter zeichnet dafür bestimmte Ebenenrichtungen aus, in denen jene Fortpflanzung unter dem kleinstmöglichen Energieaufwand vor sich gehen kann, wobei die elastischen Anspannungen längs der jeweiligen Front des Fortschreitens nach wie vor Spannungsspitzen darstellen. Beeinflussungen dieses Fortschreitens können einerseits durch Energieschwankungen der Wärmebewegung, anderseits durch Spannungsspitzen benachbarter Störstellen bewirkt werden. Ersteres liefert eine Temperaturabhängigkeit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit, letzteres führt zu mehr oder minder häufigen Abweichungen von der kristallographisch ausgezeichneten Ebenenrichtung. Geeignete Beschaffenheit von Verteilungsdichte und Eigenspannungsgehalt der Störstellen kann daher eine völlige Verwischung der kristallographischen Bevorzugung des Ausbreitungsvorganges zur Folge haben.

Die vorstehende Darstellung enthält, wie man leicht sehen kann, den ursächlichen Zusammenhang aller gemeinsamen Züge der Entstehung von Bruch- und Translationsflächen. Im erstgenannten Falle ist die wirksame Spannungsspitze die größte am Ort des Bruchbeginnes vorhandene Hauptzugspannung, im letzteren die größte an der primären Störstelle bestehende Schubspannung. In der beschriebenen Ausbreitungsfront wird man einerseits eine fortschreitende *Bruchfront*, anderseits eine in Bewegung befindliche *Versetzungslinie* im Sinne der von *G. I. Taylor* begründeten Versetzungslehre wiedererkennen. Bruchbeginn und Bruchfortpflanzung sind auf Zerreiß- oder Spaltflächen von Kristallen vielfach gut erkennbar; sie entsprechen weitgehend den auf Zugbruchflächen von Glasproben studierten Feinstrukturen, so daß der für solche Bruchvorgänge ermittelte zeitliche Verlauf der Bruchfortpflanzungsgeschwindigkeit auch auf Kristalle übertragen werden und der Verifizierung des Einflusses von Temperatur und Beanspruchungszunahme dienen kann. Das Bestehen einer ähnlichen Fortpflanzungsgeschwindigkeit für die Translationsausbreitung ist aus der Feststellung zu erschließen, daß von zwei einander durchkreuzenden kristallographisch gleichwertigen Translationssystemen dasjenige eindeutig bevorzugt bleibt, das innerhalb des beanspruchten Kristallvolumens die kürzere Translationsstrecke zurückzulegen hat *(H. Wolff)*; überdies liegen beim Plastizitätsbeginn noch keine durchlaufenden Translationsbewegungen vor *(Y. Kidani)*. Die Verknüpfung von Zugspannungen mit der Trennung molekularer Bindungen ist im übrigen für das Zerreißen von Kristallen längs Spaltflächen makroskopisch durch das *Sohncke-*

sche Normalspannungsgesetz, jene von Schubspannungen mit der Überwindung und Neuvereinigung molekularer Bindungen für die Kristallplastizität ebener Translationssysteme durch das *Schmid*sche Schubspannungsgesetz festgelegt. Ferner ist seit den ersten Rechnungen von *M. Born* an Ionengittern immer wieder teils rechnerisch, teils experimentell bestätigt worden, daß Spalt- und Translationsebenen durch absolute oder relative Kleinstwerte der Oberflächenenergie ausgezeichnet sind, also kleinstmögliche Trennungsarbeiten besitzen. Wovon aber ist es abhängig, daß das Festigkeitsverhalten mancher Kristallarten primär durch Bruchvorgänge, anderer dagegen durch Kristallplastizität gekennzeichnet ist?

Aus dem Vorstehenden ergibt sich, daß beide Verhaltensweisen an bestimmten Störstellen ausgelöst und anschließend durch Kristallgittergebiete fortgepflanzt werden, so daß ein bestimmtes Stoffverhalten entweder durch einen dieser beiden Entwicklungsumstände allein, oder durch ein Zusammenwirken beider bewirkt sein könnte. Findet man, daß beide Verhaltensmöglichkeiten in verschiedenen Temperaturbereichen realisierbar sind, oder daß bei kristallplastischem Verhalten ein temperaturabhängiger Wechsel verschiedenwertiger Translationssysteme erzielbar ist, dann liegt es nahe, dies mit dem Ausbreitungsvorgang in Verbindung zu bringen, obwohl auch der Eigenspannungsgehalt der Störstellen temperaturempfindlich ist und sogar eine Konkurrenz verschiedenartiger Störstellentypen in Betracht kommen könnte. Eine maßgebliche Bedeutung des Fortpflanzungsvorganges dürfte darin zum Ausdruck gelangen, daß Stoffe mit ungerichteten Bindekräften, wie Normalmetalle und Salze, vorwiegend Kristallplastizität aufweisen, Stoffe mit gerichteten Bindekräften dagegen zumeist Sprödverhalten zeigen. Ungerichtete Bindekräfte begünstigen offenbar die für die Kristallplastizität notwendige Neuverknüpfung vorübergehend gelöster Bindungen, während im Falle gerichteter Bindungen eine mit beträchtlich größerem Energieumsatz verknüpfte Umordnung gefordert würde. Dies scheint dadurch bestätigt zu werden, daß stärkere Temperaturerhöhungen ein kristallplastisches Verhalten dieser widerstandsfähigen Stoffgruppe begünstigen. Die gleiche Tendenz wird durch hohe allseitige Drucke bewirkt und erklärt sich aus der hierbei eintretenden Verminderung des gerichteten Bindungscharakters zugunsten ungerichteter Bindungsanteile.

Wie von den Hauptvorgängen des kristallplastischen und des spröden Stoffverhaltens ist auch für die Bildung von Deformationszwillingen die Mitwirkung von Störstellen nachgewiesen *(F. Puchegger)*. Die Notwendigkeit dieser Verknüpfung ist auf ähnlichem

Wege wie dem vorstehend geschilderten, einzusehen, so daß nähere Ausführungen hiezu an dieser Stelle entbehrlich sein dürften.

Literatur.

(Arbeiten von *A. G. Smekal.*)

Über den Aufbau der Realkristalle. Volta-Kongreß 1927, Kongreßakten, Bd. 1, 181—207, Bologna 1928. — Strukturempfindliche Eigenschaften der Kristalle, Handbuch der Physik, Bd. XXIV/2, 795—922, Berlin 1933. — Eine neue Translationsbedingung, ZS. f. Phys. *93*, 166—172, 1935. — Spannungsdoppelbrechung bei kleinen Kristallverformungen (mit *Y. Kidani*), Physica *4*, 606—608, 1937. — Über den Grundvorgang des Polierens (mit *W. Klemm*), Naturwiss. *29*, 688—690, 1941. — Ritzvorgang und molekulare Festigkeit, ebenda *30*, 224—225, 1942. — Mechanism of Crystal Growth, Bayside Symposium on Powder Metallurgy, 1949, 27—37, New York 1951. — Über die Mikrostruktur der Festkörper, Jahrb. d. Akad. Mainz 1950, 200—211. — Über die Spaltbarkeit von Kristallen, Acta Phys. Austr. *4*, 313—317, 1950. — Über die Abmessungen idealer Kristallgitter, ebenda *7*, 324—333, 1953. — Über die Grundvorgänge des Fließens amorpher und kristalliner Festkörper, Wien. Akad. Anz. vom 11. 6. 1953.

Ferner: *Puchegger, F.*, Naturwiss. *39*, 428—429, 1952, sowie Diss. Univ. Graz 1953/54. — *Starzacher, A.*, Diss. Univ. Graz 1953/54. — *Wolff, H.*, ZS. f. Phys. *93*, 147—165, 1935.

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Bern [1].

Über Pattersonsynthesen.

Von

Werner Nowacki.

(Eingelangt am 19. Mai 1953.)

I. Grundlegende Definitionen und Eigenschaften.

Die Schwierigkeiten, die Phasen α_{hkl} der Strukturamplituden $F_{hkl} = F_{hkl}\, e^{i\alpha_{hkl}}$ bestimmen zu können, verunmöglichen im allgemeinen Fall eine direkte Kristallstrukturbestimmung durch Fouriersynthese

$$\varrho(x,y,z) = \frac{1}{V}\sum_{hkl} |F_{hkl}| \cos\left[2\pi(hx+ky+lz) - \alpha_{hkl}\right] \qquad 1$$

Es war daher eine glückliche Idee *Pattersons* (51), an Stelle der F-Reihen die $F_{hkl}{}^2$-Reihen, deren Koeffizienten $F_{hkl}{}^2$ wegen $I_{hkl} \sim F_{hkl}{}^2$ direkt dem Experiment entnommen werden können, zu einer Synthese — der *Pattersonsynthese* (*PS*) — zu verwenden. Es ergibt sich für die Pattersonfunktion (*PF*) $P(u, v, w)$ der Ausdruck [vgl. *Nowacki* (48), 2. Kapitel]

$$P(u,v,w) = V\int_0^1\int_0^1\int_0^1 \varrho(x,y,z)\ \varrho(x+u,\ y+v,\ z+w)\ dx\,dy\,dz =$$

$$= \frac{1}{V}\sum_{hkl} |F_{hkl}|^2 \cos 2\pi(hu+kv+lw) \qquad 2$$

und es gelten zwischen den Funktionen P, F^2, ϱ und F folgende Beziehungen

$$P(u,v,w) = \frac{1}{V}\int_{-\infty}^{\infty}\int\int\int |F_{hkl}|^2\, e^{-2\pi i(hu+\dots)}\ dh\,dk\,dl$$

[1] Mitteilung Nr. 75, Abteilung für Kristallographie und Strukturlehre; Zusammenfassung eines Vortrages, gehalten auf Einladung der Sektion für Kristallkunde der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft an der 2. Diskussionstagung in Erlangen, 25. und 26. April 1953.

$$|F_{hkl}|^2 = V\int_{-\infty}^{\infty}\int\int\int P(u,v,w)\ e^{2\pi i(uh+\ldots)}\ du\,dv\,dw$$

$$\rho(x,y,z) = \frac{1}{V}\int_{-\infty}^{\infty}\int\int\int F_{hkl}\, e^{-2\pi i(hx+\ldots)}\ dh\,dk\,dl$$

$$F_{hkl} = V\int_{-\infty}^{\infty}\int\int\int \rho(x,y,z)\ e^{2\pi i(xh+\ldots)}\ dx\,dy\,dz \qquad 3$$

$\rho(\mathfrak{r})$ im Kristallraum (KR) (x, y, z) bzw. $F(\mathfrak{h})$ im reziproken Raum (h, k, l) sind *Fourier-Transformierte;* ebenso $P(\mathfrak{s})$ im Pattersonraum (PR) (u, v, w) (man könnte eventuell auch von der *PF* im *KR* sprechen) und $F(\mathfrak{h})|^2$. Dabei geht $|F(\mathfrak{h})^2$ aus $F(\mathfrak{h})$ durch Quadrierung, $P(\mathfrak{s})$ aus $\rho(\mathfrak{r})$ durch *Faltung (Konvolution)* mit $\rho(-\mathfrak{r})$ hervor. Für punktförmige Atome gilt, daß der Vektor vom Nullpunkt des *PR* zu einem Maximum der *PF* einem Vektor (u, v, w) zwischen zwei Atomen des Kristalls gleich ist, wobei, entsprechend Gl. 2, das Gewicht des Endpunktes dieses Vektors durch das Produkt der Elektronenzahlen der beiden Endatome gegeben wird. Da zu jedem Vektor sein Gegenvektor existiert, ist jeder *PR* zentrosymmetrisch.

Der Kristall sei aus einzelnen *Atomfunktionen* oder *Atomreihen* $\rho_i(x)$ mit je nur *einem* Maximum in der Elementarzelle aufgebaut (Formeln für den 1-dimensionalen Fall). Seien $\rho_1(x)$ und $\rho_2(x)$ zwei Atomreihen mit ihren Maxima bei $\mathbf{x}_1$ und $\mathbf{x}_2$

$$\rho_1(x) = \frac{1}{L_p}\sum_{h=-\infty}^{\infty} f_1\, e^{-2\pi i h(x-\mathbf{x}_1)},\quad \rho_2(x) = \frac{1}{L_p}\sum_{h=-\infty}^{\infty} f_2\, e^{-2\pi i h(x-\mathbf{x}_2)} \qquad 4$$

Die Funktion P_{12} werde als

$$P_{12}(u) = L_p\int_0^1 \rho_1(x)\ \rho_2(x+u)\,dx \qquad 5$$

definiert; Formeln 4 in 5 eingesetzt ergeben

$$P_{12}(u) = \frac{1}{L_p}\sum_{h=-\infty}^{\infty} f_1 f_2\, e^{2\pi i h[u-(\mathbf{x}_2-\mathbf{x}_1)]} \qquad 6$$

mit *einem* Maximum bei $u = \mathbf{x}_2 - \mathbf{x}_1$ und $f = f_1 \cdot f_2$. Wie *Hartman* und *Wintner* (34) gezeigt haben, gilt dies aber nur für i. B. auf

eine Vertikallinie durch das Maximum symmetrische bzw. für den 3-dimensionalen Fall kugelsymmetrische ρ_i -Funktionen. Wir können der Bemerkung der beiden Autoren (34), daß letztere Bedingung „not very useful" sei, allerdings nicht zustimmen. Bis jetzt wurden unseres Wissens die notwendigen und hinreichenden Bedingungen, welche die ρ_i erfüllen müssen, damit P_{12} nur *ein* Maximum bei $u = x_2 - x_1$ hat, nicht formuliert. Es wurde in (34) ein diskontinuierliches Gegenbeispiel mit *zwei* Maxima von P_{12} bei zwei asymmetrischen ρ_i -Funktionen gegeben. Ist nun die Elektronendichte $\rho(x)$ durch

$$\rho(x) = \sum_{j=1}^{N} \rho_j(x) = \frac{1}{L_p} \sum_i \sum_h f_j \, e^{-2\pi i (x - x_j)} \qquad 7$$

gegeben, so wird

$$P(u) = L_p \int_0^1 \rho(x) \, \rho(x+u) \, dx = \sum P_{jj} + \sum \sum{}' P_{ji} \qquad 8$$

mit

$$P_{jj} = \frac{1}{L_p} \sum_h f_j^2 \, e^{2\pi i h u} \quad \text{und} \quad P_{ji} = \frac{1}{L_p} \sum_{\substack{h \\ i \neq j}} f_j f_i \, e^{2\pi i h [u - (x_1 - x_j)]} \qquad 9$$

das heißt, weist die Elektronendichte N Maxima auf, so entsteht $P(u)$ durch Überlagerung von N^2 Maxima: N Maxima sind vom Typus P_{jj} und vielfach (aber nicht immer) sind $N(N\text{-}1)$ vom Typus P_{ji}. Wegen des Untertauchens schwacher Maxima in starken können nämlich auch weniger als $N(N\text{-}1)$ und — wie in (34) an einem Beispiel gezeigt wurde — eventuell sogar mehr als $N(N\text{-}1)$ Maxima entstehen, so daß also nicht jedem Maximum des *PR* ein zwischenatomarer Vektor zu entsprechen braucht; vielmehr gilt: ist die Elektronendichtefunktion $\rho(x)$ aus Atomfunktionen aufgebaut, so auch die *PF*; die Koordinaten der Atomfunktionen der *PF* sind den Vektordifferenzen der Koordinaten der Atomfunktionen der Dichtefunktion gleich. Daß diese Überlegungen auch von praktischer Bedeutung sind, ergibt sich z. B. aus einer Arbeit von *Corey* et al. (26) über die Struktur von Lysozym, in welcher für eine hypothetische Struktur von großen streuenden Materiemassen unter verschiedenen Annahmen über die Natur der *f*-Kurven ganz verschiedene *PS* erhalten wurden: „A principle of fundamental significance for the interpretation of *Patterson* functions of complex crystals has been confirmed by the preceding analysis, namely, that the interpretation of peaks as vectors relating centers of scattering masses is not necessarily valid." Es ist klar, daß das

ganze Problem von der Natur der f-Kurven und der Größe der Teilchen abhängt. Einem Teilchenpaar AB im KR entspricht im PR ein ganzer *Vektorbereich*. Nimmt man A und B als Kugeln vom Radius r_A und r_B an, so ist der Vektorbereich eine Kugel vom Radius $r_A + r_B$. Auch wenn das Produkt der Elektronenzahlen gleich ist, kann das im PR entstehende Maximum ganz verschieden hoch sein; Beispiel: $Z_1 \,.\, Z_2 = 10 \,.\, 10$, Si^{+4}—Si^{+4}, $r_A + r_B \cong 0{\cdot}8$ Å, steiles Maximum: O^{-2}—O^{-2}, $r_A + r_B \cong 2{\cdot}8$ Å, flaches Maximum; wichtig für Silikatstrukturen. Wie schon *Patterson* (51) gezeigt hat, ist es sehr vorteilhaft, die PS durch Verwendung der $|F|^2/f^2$- statt der F^2-Werte *zuzuspitzen* $\left[f^2 = \frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N} f_{oj}^2\, e^{-2B(\sin^2\Theta)/\lambda^2}\right]$ und das *Maximum am Nullpunkt*, welches infolge seiner Höhe öfters die übrigen Maxima in seiner Nähe verwischt, durch Verwendung der $\left(|F|^2 - \sum_{j=1}^{N} f_j^2\right)$ statt der $|F|^2$-Werte zu *subtrahieren*. Die Zuspitzung verschlechtert die Güte der Konvergenz der verwendeten Reihe, weshalb eine *konvergenzerzeugende modifizierende Funktion* (*Waser* und *Schomaker*, 64 a) verwendet werden muß. Als solche hat sich die Funktion

$$M_n(H) = H^n\, e^{-\alpha^2 H^2},\quad H = 2(\sin\Theta)/\lambda \qquad 10$$

welche für $n = 0$ in den *künstlichen Temperaturfaktor* übergeht, als vorteilhaft erwiesen [*Donohue-Trueblood* (28), Hydroxyl-*L*-Prolin. $n = 4$, $\alpha = 2{\cdot}16$ Å; *Shoemaker* et al. (59), *DL*-Serin, $n = 4$. $\alpha = 2{\cdot}2$ Å]. Die modifizierte PF hat somit die Gestalt

$$P_M(u, v, w) = \frac{1}{V}\sum_{hkl}(|F|^2/f^2 - A)\, M_n(H) \cos 2\pi (hu + kv + lw) \qquad 11$$

mit $P_M(0,\ 0,\ 0) = \frac{1}{V}\sum_{hkl}(|F|^2/f^2 - A)\, M_n(H) = 0$ [für Strukturen, aus ähnlichen Atomen bestehend, gilt: $A \cong \overline{|F|^2/f^2}$].

II. Beziehungen zwischen der Symmetrie des Kristall-, Fourier- und Patterson-Raumes.

[Vgl. hiezu *Nowacki* (47, 48, 49).] Der *Kristallraum* (KR) wird durch Kristallklasse γ_K, Laueklasse $\gamma_L = \gamma_K + C_i - \bar{1}$, Raumgruppe ($RG$) Γ_K und Dichtefunktion $\rho(x, y, z)$ charakterisiert. Aus ihm läßt sich der *Fourierraum* (FR) als reziproker Raum mit Gewicht $F_{hkl} = F_{hkl}\, e^{i\alpha_{hkl}}$ ableiten. Da die f-Werte aber unperiodisch sind, weist der FR keine Translationen auf und ist deshalb besser als *F-Körper* (FK) zu bezeichnen. Jeder FK besitzt eine bestimmte

Symmetrie γ_F. Es gilt nun der Satz, daß γ_F gleich der Gesamtheit der durch den Nullpunkt des *KR* gehenden translationsfreien Symmetrieelemente, mit anderen Worten gleich der Symmetriebedingung oder der Eigensymmetrie des Nullpunktes in der betreffenden *RG* Γ_K des *KR* ist. Die Kenntnis von γ_F, das man nur bei bekannten α_{hkl} bestimmen könnte, genügt aber nicht einmal zur eindeutigen Bestimmung von γ_K, geschweige denn von Γ_K. Hingegen ergeben sich aus γ_F und dem Satz von *Friedel* alle Beziehungen zwischen den F_{hkl}- und den α_{hkl}-Werten für verschiedene Indizes *hkl*, *hkl* usw. für alle *RG*, wie sie zum Teil in den Tabellen von *Lonsdale* (39) und in den „*International Tables for X-ray Crystallography*", Vol. I (36) angegeben sind. Da γ_F vorläufig nicht allgemein bestimmbar ist, verwendet man statt des *FK* den F^2-Körper mit $\gamma_{|F^2|} = \gamma_L = \gamma_K + C_i$ —$\bar{1}$. Die Symmetrie von γ_L zusammen mit den Auslöschungen ($F = 0$) liefern die *120 Auslöschungseinheiten* (*AE*) der qualitativen Röntgenkristallographie (in der Ebene 10). Läßt man die Kenntnis von γ_L fallen, das heißt berücksichtigt man die Lauesymmetrie nicht, so wird man auf *62 allgemeine Auslöschungseinheiten* (47, 48, 49) geführt, für die eine ausführliche, alle Orientierungen berücksichtigende Bestimmungstabelle ausgearbeitet wurde (47, IV). Beispiel: Die allgmeine *AE* Nr. 60 umfaßt die *RG* D_{2h}^{24}—*Fddd*, D_{4h}^{11}—$F\,4_1/ddm$, T_h^4—*Fd 3* und O_h^7—*Fd 3 m*, welche alle dieselben Auslöschungen aufweisen. Nur in 31 + 2 Fällen ist es möglich, *RG*-Symmetrien durch Auslöschungen allein zu bestimmen. Der *Patterson-* oder *Vektorraum* (*PR*) ist im Gegensatz zum *FR* auch periodisch. Seine Klasse γ_P ist gleich γ_L (bei gleicher Translationsgruppe; sogenannte *arithmetische* Laueklasse); seine *RG* Γ_P weist stets Symmetriezentren auf, hat dieselbe Translationsgruppe wie Γ_K und ist, da alle Vektoren vom Nullpunkt aus abgetragen werden, symmorph. Es gibt 24 verschiedene *RG*, welche als Symmetrien von *PR* in Frage kommen können. Eine Tabelle gestattet, zu jeder gegebenen *RG* eines *KR* sofort die *RG* des dazugehörigen *PR* zu finden. In einem *PR* gibt es Maxima, welche von der Wechselwirkung kristallographisch gleichwertiger Teilchen herrühren (*Harker-Maxima*), und solche, die von kristallographisch ungleichwertigen Teilchen erzeugt werden (*Nicht-Harker-Maxima*). Es ist nun von fundamentaler Bedeutung, daß Lage und Gewichte aller Harker-Maxima, das heißt die innere Symmetrie eines *PR*, alle 219 nicht-enantiomorphe *RG* im Prinzip voneinander unterscheiden lassen; will man die 2·11 enantiomorphen *RG* auch noch auseinanderhalten, muß man nach *Bijvoet* et al. (10, 11, 51 a) eine Atomart durch Röntgenstrahlen anregen. Man erhält daher bezüglich der *RG-Bestimmung* folgende Übersicht:

219 + 11 Fälle: Pattersonsynthesen (alle F^2-Werte verwendet, quantitative Röntgenkristallographie) plus Anregung einer Atomart.
219 Fälle: Pattersonsynthesen.
217 Fälle: Intensitätsstatistik von *Rogers-Wilson* (55, 65).
120 Fälle: Auslöschungseinheiten ($F = 0$ plus γ_L).
62 Fälle: Allgemeine Auslöschungseinheiten (nur $F = 0$).
(Zu II vgl. auch 3, 17, 45, 46.)

III. Der Übergang vom Pattersondiagramm zur Kristallstruktur (Interpretation von Pattersonsynthesen).

Wie *Harker* (33 und 48, Kapitel III) gezeigt hat, sind gewisse Schnitte durch den *PR* für dessen Interpretation besonders wertvoll *(Harkerebene, -gerade)*. Es handelt sich um Maxima, welche aus kristallographisch gleichwertigen Teilchen, die durch Symmetrieelemente ineinander übergeführt werden können, entstehen. Für den Schnitt $w = w_1 = 0$. $^1/_2$, $^1/_3$, $^1/_4$, $^1/_6$ lautet die verallgemeinerte Harkerfunktion

$$P(u, v, w_1) = \frac{1}{\bar{V}} \sum_{hkl} C_c \cos 2\pi (hu + kv) + C_s \sin 2\pi (hu + kv) \qquad 12$$

[$C_s = 0$ für $n = 2, 4, 6$; Ausdrücke für C_c und C_s vgl. (48) S. 145.]

Speziell für D_{2h}^{16}-*Pnam* wurde diese Methode von *Below-Mokejewa* (6) ausgearbeitet und bei der Strukturbestimmung von Ilvait und Olivin angewandt. Die weitere Interpretation der Harkersynthesen führte *Buerger* (15) zu den *Implikationsdiagrammen*, welche aus ihnen durch bestimmte Transformationen entstehen. Grundsätzlich ist zu betonen, daß stets wesentlich die Vektoren zwischen kristallographisch gleichwertigen Teilchen untersucht werden; hierin liegt einerseits die Stärke, andererseits aber auch die Beschränkung dieser Methode. Anwendungen: Turmalin *(Donnay-Buerger,* 27), 1·10-Dibromodecan-Harnstoffkomplex (*Smith*, 60), $3\,CaO\,.\,SiO_2$ (50a).

Das allgemeine Problem besteht darin, die quadratische *Integralgleichung*

$$P(u,v,w) = V \int_0^1 \int_0^1 \int_0^1 \rho(x, y, z)\, \rho(x + u, y + v, z + w)\, dx dy dz$$

bei gegebenem $P(u, v, w)$ nach $\rho(x, y, z)$ aufzulösen. Eine wesentliche Spezialisierung und Vereinfachung entsteht, wenn man statt ausgedehnter Atome Punkte betrachtet. *Dorothy Wrinch* (66, 67, 67a, 86) war wohl die erste, welche die Problemstellung klar erkannte und auch schon die wesentlichen Beziehungen zwischen einem *Fundamentalsatz* (*FS*) von Punkten und dem dazugehörigen *Vektorsatz* (*VS*) (= *PS*) aufstellte. Daran anschließend hat *Buerger* (16) die

Frage weiterverfolgt und ein einfaches Verfahren angegeben, um von einem *VS* von N^2 Punkten in $(N-1)$ Schritten zum *FS* von N Punkten, das heißt zur Kristallstruktur zu gelangen, wobei der zentrale Begriff derjenige des *Bildes* eines Punktes, einer Strecke, ..., eines n-gons von einem Punkte aus gesehen ist. Ein *VS* kann entweder in ein Spektrum von Polygonen oder in N identische Polygone zerlegt werden; jedes Polygon ist — von einer *Verschiebung (Vektordifferenz)* abgesehen — gleich der Kristallstruktur.

Auf diesen Eigenschaften beruht die *Methode der Vektordifferenzen zur direkten Kristallstrukturbestimmung aus PS (Clastre-Gay-Garrido*, 20, 21, 22, 23, 24, 29, 30; *Mauguin*, 40; *Kitaigorodski*, 38), welche *punktförmige* Atome voraussetzt. Aus den experimentellen Daten wird die *PS* berechnet und gezeichnet (PS_1). Eine identische *PS* wird auf Pauspapier aufgetragen (PS_2) und diese Pause wird derart über das Original PS_1 gelegt, daß der Nullpunkt von PS_2 mit einem einfachen Maximum des Originals PS_1 übereinstimmt, d. h. man hat Pause PS_2 gegenüber dem Original PS_1 um eine *Vektordifferenz* verschoben. Die PS_1 und PS_2 gemeinsamen Maxima werden markiert und PS_2 wird jetzt so verschoben, daß ihr Nullpunkt mit einem der gemeinsamen Maxima koinzidiert (PS_3); die allen gemeinsamen Maxima sollen die gesuchte Kristallstruktur ergeben. Manchmal genügen zwei Überlagerungen nicht; es sind mehrere auszuführen, bis keine neuen Maxima mehr erscheinen. Diese Methode benötigt möglichst stark zugespitzte Synthesen. Anwendung: orthorhombischer Schwefel (*Ventriglia*, 63). Die Voraussetzung der punktförmigen Atome ist sicher oft nicht zulässig. Die Methode wurde auch stark kritisiert (*Amorós*, 1, 2). Es scheint uns aber, daß sie in einer verbesserten und verfeinerten Weise bei Berücksichtigung ausgedehnter Atome — von *Shoemaker* et al. (59) als „*Patterson Superposition Method*" bezeichnet — sinngemäß angewandt, vor allen Dingen 3-dimensional, sehr wohl geeignet ist, Kristallstrukturen ganz oder teilweise direkt aus *PS* zu deduzieren. Anwendungen: *DL*-Serin (59), 1-, 3-, 5-, 7-Cyclooctatetraen-1-monocarboxylsäure (*Kinder-Shoemaker*, 37).

Damit in Zusammenhang steht auch die *Summenmethode* von *McLachlan* (42, 43), von ihm „*Method of mixed projections*" genannt, obgleich sie sehr gut in drei Dimensionen angewandt werden kann. Tritt in der *PS* die Vektordifferenz Δx_{jt} auf, so bildet man die Summe

$$P(u+\frac{1}{2}\cdot\Delta x_{jt})+P(u-\frac{1}{2}\cdot\Delta x_{jt})=2\sum_{h=o}^{\infty}(F_h)_M\cos 2\pi hu \qquad 13$$

mit

$$(F_h)_M=2\mid F_h\mid^2\cos 2\pi h\,\Delta x_{jt}$$

allgemein hat man die F_{hkl}^2-Werte mit $2\cos 2\pi(h\Delta x_{jt} + k\Delta y_{jt} + l\Delta z_{jt})$ zu multiplizieren, um die Koeffizienten für die neue Reihe, welche die Kristallstruktur liefern soll, zu gewinnen. Beispiel: Br-Lagen in Hexamethylendiamin . 2 HBr (42, 43). Bessere Resultate liefert die *Produktmethode* von *McLachlan* (42, 43, 44, 62) und *Buerger* (18, 19), wobei das Produkt zweier um Δx_{jt} verschobenen *PS* $P(u) \cdot P(u + \Delta x_{jt})$ eine gewisse Näherung an die Elektronendichte, d. i. die Kristallstruktur, ergeben soll. Im Falle des Hexamethylendiamin . 2 HBr und besonders des Dihydrochlorids (*Thomas-McLachlan*, 62) ergab sich in der Tat eine ziemliche Übereinstimmung der erhaltenen Maxima der Produktfunktion mit den C- und N-Lagen (außer der Br- bzw. Cl-Atome). Da das Produkt eines starken *P*-Maximums mit dem stets vorhandenen und von Null verschiedenen Untergrund einen mittelgroßen Wert ergeben kann, besteht bei dieser Methode die Gefahr des Auftretens falscher Maxima (Geister) (andere Methode: *Bertaut* 7, 8, 9).

Man kann ein gegebenes Originalpolygon auf seine *PS* legen und und es parallel zu sich selbst darüber streichen lassen. Dabei kommt es gemäß der Zerlegung eines Vektorsatzes (= *PS*) in identische Polygone *N*-mal mit sich selbst zur Deckung, und zwar jedesmal um einen Vektor der *PS* gegenüber der vorhergehenden Lage verschoben. Wenn man also eine Funktion hätte, welche überall gleich Null wäre, außer wenn das ursprüngliche Polygon mit einem Bild zusammenfällt, so hätte man die Struktur gefunden. Solch eine Funktion nennt *Buerger* (19) eine *bildsuchende Funktion (image seeking function)*. Produkt-Funktionen sind spezielle bildsuchende Funktionen. Am geeignetsten erscheint aber dann die *Minimalfunktion* zu sein, welche definitionsgemäß gleich dem Minimum der Werte der *PF* in den Ecken des bildsuchenden Polygons ist. Es ergeben sich Ungleichungen zwischen der Elektronendichte ρ und der stets größeren Minimalfunktion. Beispiele: Berthierit $FeSbS_4$ (19). Claudetit As_2O_3 (19).

Alle bisher skizzierten Methoden funktionieren am besten, wenn sich in der Kristallstruktur schwere Atome befinden. Ganz besonders gilt dies für die *Methode der konvergierenden Vektoren (Beevers-Robertson* 4, 5, 53, 54), bei der die Lage der schweren Atome schon als bekannt vorausgesetzt wird. Außerdem muß die *RG* Gitterkomplexe hinreichend hoher Zähligkeit enthalten. Die *PS* wird in erster Näherung als nur aus *SS*- und *SL*-Maxima bestehend angesehen (*S* = schweres Atom, *L* = leichtes Atom des *KR*). Die Struktur mit den *S*-Positionen wird auf Pauspapier gezeichnet; hierauf die *PS* mehrmals so darunter gelegt, daß der Nullpunkt der *PS* je mit einem

S koinzidiert. Jedesmal werden die SL-Maxima der PS in die Pause eingetragen; die dabei übereinstimmenden Maxima ergeben die Lagen der L-Teilchen der Struktur. Beispiele: Strychnin . HBr (54), Rb-Benzyl-Penicillin (53), Kojisäure (*McKinstry* et al. 41), $Na_2S_2O_3$ . . 5 H_2O (*Taylor-Beevers* 61), Hg-K-Rhodanid (*Sanadse-Schdanow* 58). (Speziell für organische Verbindungen vgl. auch *Rogers* 56, 57).

Zusammenfassend kann man versuchsweise folgende *Übersicht* über die Interpretationsmethoden von PS geben, wobei wir uns der gegenseitigen Beziehungen und Übergänge wohl bewußt sind:

I. Vektoren zwischen gleichwertigen Punkten
   Harkerschnitte, Implikationstheorie

II. Vektoren auch zwischen ungleichwertigen Punkten
   1. Halb-direkte Methoden
      Methoden der konvergierenden Vektoren
   2. Direkte Methoden
      a) Punktförmige Atome
         Methode der Vektordifferenzen
      b) Ausgedehnte Atome
         Patterson-Superpositions-Methode
         Summen-Methode
         Produkt-Methode
      c) Methode der bildsuchenden Funktion
         (Minimalfunktion).

Es wäre natürlich leicht, unter dem Deckmantel eines scheinbar strengen Kritizismus die eine Methode zu verdammen und die andere in den Himmel zu heben; doch scheint es uns weiser, bei jedem konkreten Beispiel einer Kristallstrukturbestimmung sorgfältig abzuwägen und zu prüfen, ob und welche der obigen Methoden anzuwenden am angemessensten ist. Ganz grundsätzlich betrachtet beruhen sie alle primär auf einer *Verschiebung* der PS gegenüber der ursprünglichen Lage um einen im PS vorhandenen dazu *geeigneten Vektor*. Eine ganz prinzipielle Frage bliebe noch zu diskutieren übrig, nämlich die nach der Existenzmöglichkeit und Eindeutigkeit einer Kristallstrukturbestimmung rein aus PS. Für zentrosymmetrische *endliche* Massenverteilungen haben *Hosemann* und *Bagchi* (35) mittels der Faltungstheorie den Existenzbeweis für eine eindeutige Röntgenstrukturanalyse geliefert. Für theoretisch unendlich große Kristalle fällt die Eindeutigkeit dahin; die PF ist ein entarteter Sonderfall der in (35) verwendeten Q-Funktion und hier nicht erwähnte *Mehrdeutigkeiten* (Homometrien) sind möglich. [Vgl. hierzu auch *Clastre-Gay-Pisot* (25), *Garrido* (31) und *Wainstein* (64)].

IV. Die Anwendung einer dreidimensionalen Pattersonsynthese auf die Kristallstrukturbestimmung der purinanalogen Verbindung Xanthazol-Monohydrat.

Vgl. *Nowacki-Bürki* (50).

Herrn Prof. *A. L. Patterson* (Philadelphia) danke ich für einige wertvolle Hinweise herzlich.

Literatur.

1. *Amorós, J. L.*, An. Real. Soc. Esp. Fís. Quím. [A] *47* (1951), 139. — 2. — ibid. *48* (1952), 37. — 3. — y *M. Font-Altaba*, ibid. *48* (1952), 89. — 4. *Beevers, C. A.*, Brit. J. appl. Phys. *2* (1951), 63 (A). — 5. — and *J. H. Robertson*, Acta Cryst. *3*, (1950), 164. — 6. *Below, N. W.*, und *W. I. Mokejewa*, Dokl. Akad. Nauk SSSR. *81* (1951), 187. [CA. *47*, 963 c]. — 7. *Bertaut, F.*, C. R. Paris *231* (1951), 1320. — 8. — J. Phys. Radium *12* (1951), 65 S. — 9. — Bull. Soc. Franç. Min. Crist. *75* (1952), 401. — 10. *Bijvoet, J. M.*, Proc. K. Nederl. Akad. Wet. *52* (1949), 313. — 11. — *A. F. Peerdeman* and *A. J. van Bommel*, Nature *168* (1951), 271. — 12. *Booth, A. D.*, Trans. Faraday Soc. *48* (1952), 197. — 13. *Bru, L.*, y *M. Cubero*, An. Real. Soc. Esp. Fís. Quím. [A] *48* (1952), 35. — 14. — — y *J. Garrido*, Proc. phys. Soc. London [A] *65* (1952), 255. — 15. *Buerger, M. J.*, J. appl. Physics *17* (1946), 579. — 16. — Acta Cryst. *3* (1950), 87; correction ibid. 243. — 17. — ibid. *3* (1950), 465. — 18. — Proc. Natl. Acad. Sci. *36* (1950), 738. — 19. — Acta Cryst. *4* (1951), 531. — 20. *Clastre, J.*, C. R. Paris *232* (1951), 2461. — 21. — *J. Garrido* et *R. Gay*, Arch. Origin. Centre Docum., No. *327* (1952), 33 p. [BA. *13*—21517]. — 22. — et *R. Gay*, C. R. Paris *230* (1950), 1876. — 23. — — J. Phys. Radium *11* (1950), 75 S. — 24. — — Bull. Soc. Franç. Min. Crist. *73* (1950), 202. — 25. — — et *Ch. Pisot*, Arch. Origin. Centre Docum., No. *328* (1952), 17 pp. — 26. *Corey, R. B., J. Donohue, K. N. Trueblood* and *K. J. Palmer*, Acta Cryst. *5* (1952), 701. — 27. *Donnay, G.*, and *M. J. Buerger*, ibid. *3* (1950), 379. — 28. *Donohue, J.*, and *K. N. Trueblood*, ibid. *5* (1952), 414, 419. — 29. *Garrido, J.*, C. R. Paris *230* (1950), 1878. — 30. — C. R. Paris *231* (1950), 297. — 31. — Bull. Soc. Franç. Min. Crist. *74* (1951), 397. — 32. *Goedkoop, J. A.*, Theoretical aspects of X-ray crystal structure analysis. Proefschrift Univ. Amsterdam, *1952*. — 33. *Harker, D.*, J. chem. Phys. *4* (1936), 381. — 34. *Hartman, Ph.*, and *A. Wintner*, Phys. Rev. *81* (1951), 271. — 35. *Hosemann, R.*, und *S. N. Bagchi*, Acta Cryst. *5* (1952), 749; *6* (1953), 318. — 36. *International Tables for X-ray Crystallography*. Vol. I. Kynoch Press, Birmingham, 1952. — 37. *Kinder, H.*, and *D. P. Shoemaker*, Abstracts of papers. Div. Phys. Inorg. Chem. ACS., Los Angeles, Calif., March 15—19, 1953, 32 P, No. 79. — 38. *Kitaigorodski, A. I.*, Zh. eksp. teor. Fiz. SSSR. *21* (1951), 717 [BA. *13*—44073; CZ. *1952*, 4734]. — 39. *Lonsdale, K.*, Simplified structure factor and electron density formulae for the 230 space groups of mathematical crystallography. Bell & Sons Ltd., London, *1936*. — 40. *Mauguin, Ch.*, C. R. Paris *230* (1950), 1879. — 41. *McKinstry, H. A., P. F. Eiland* and *R. Pepinsky*, Acta Cryst. *5* (1952), 285. — 42. *McLachlan, D.*, jr., Bull. Univ. Utah (Salt Lake City) *41* (1950), No. 6, 40 pp. — 43. — Proc. Natl. Acad. Sci. *37* (1951), 115. — 44. — and *D. Harker*, ibid. *37* (1951), 846. — 45. *Niggli, E.*, und *P. Niggli*, Z. angew. Math. Physik (Basel) *2* (1951), 217, 311. — 46. *Niggli, P.*, Acta Cryst. *4* (1951), 190. — 47. *Nowacki, W.*, Schweiz. Min. Petr. Mitt. *30* (1950), 147, 304; *33* (1953), 114; *32* (1952), 185. — 48. — Fouriersynthese von Kristallen. Birkhäuser, Basel, *1952*. — 49. — Acta Cryst. *5* (1952), 842. — 50. — und *H. Bürki*, Exper. *7* (1951), 454; Chimia *6* (1952), 248; Z. Elektrochem. *56* (1952), 88. — 50 a *O'Daniel, H., Th. Hahn* und *H. Müller*, N. J. Min., Mh. *1953*, 1. — 51. *Patterson, A. L.*, Z. Krist.

90 (1934), 517, 543. — 51 a. *Peerdeman, A. F., A. J. van Bommel* and *J. M. Bijvoet*, Proc. K. Nederl. Akad. Wet. *54* (1951), 16. — 52. *Pepinsky, R.* (Ed.), Computing methods and the phase problem in X-ray crystal analysis. Pennsylv. State College, *1952*. — 53. *Robertson, J. H.*, Acta Cryst. *4* (1951), 63. — 54. — and *C. A. Beevers*, ibid. *4* (1951), 270. — 55. *Rogers, D.*, ibid. *3* (1950), 455. — 56. — Research *4* (1951), 295. — 57. — Brit. J. appl. Phys. *2* (1951), 308. — 58. *Sanadse, W. W.*, und *G. S. Schdanow*, Dokl. Akad. Nauk. SSSR. *73* (1950), 111 [CA. *45*, 5511 h]. — 59. *Shoemaker, D. P., R. E. Barieu, J. Donohue* and *Chia-Si Lu*, Acta Cryst. *6* (1953), 241. — 60. *Smith, A. E.*, ibid. *5* (1952), 224. — 61. *Taylor, P. G.*, and *C. A. Beevers*, ibid. *5* (1952), 341. — 62. *Thomas, I. D.*, and *D. McLachlan*, jr., ibid. *5* (1952), 301. — 63. *Ventriglia, U.*, Period. Min. *20* (1951), 237. — 64. *Wainstein, B. K.*, Dokl. Akad. Nauk. SSSR. *78* (1951), 1137 [CA. *46*, 9925 a]. — 64 a. *Waser, J.*, and *V. Schomaker*, Rev. mod. Phys. *25* (1953), 671. — 65. *Wilson, A. J. C.*, Nuovo Cimento *9* (1952), 50. — 66. *Wrinch, D. M.*, Phil. Mag. *27* (1939), 98. — 67. — ibid. *27* (1939), 490. — 67 a. — Fourier transforms and structure factors. ASXRED-Monograph No. 2, *1946*. Murray Print. Comp., Cambridge (Mass.). — 68. — Phil. Mag. *34* (1948), 692.

[BA = Bull. Anal., CA. = Chem. Abstr., CZ. = Chem. Zbl.]

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien.

Kristallchemie der Arsen- und Antimonmineralien.

Von

F. Machatschki.

Mit 5 Textabbildungen.

(Eingelangt am 9. April 1953.)

Die Kristallchemie der Arsen- und Antimonmineralien bietet ein recht buntes Bild. Ja, man kann behaupten, daß dieses mannigfaltiger ist als jenes der natürlichen Silikate, wobei natürlich die verschiedenen Ionisierungszustände, in denen die beiden Elemente auftreten, eine große Rolle spielen: dies darzulegen ist der Zweck der vorliegenden Darstellung.

Man kann die kristallinen anorganischen Stoffe ihrer Kristallstruktur nach in folgender Weise in eine Großeinteilung eingliedern *(F. Machatschki* 1953).

1. Einfachmolekülgitter: Schwefel $[S_8^{[2]}]^{[4]}$r.

2. Kettenmolekülgitter (eindimensionale Koordinationsgitter): $^1_\infty$ $[Se^{[2]}]$h.

3. Schichtmolekülgitter (zweidimensionale Koordinationsgitter): $^2_\infty$ $[C^{[3]}]$h, $^2_\infty$ $[Mg^{[6]}(OH)_2^{[3]}]$h.

4. Gerüstmolekülgitter (dreidimensionale Koordinationsgitter):

a) Elemente, Legierungen, Intermetallische Verbindungen. Verbindungen A_xB_y: $Cu^{[12]}$k, $Na^{[6]}Cl^{[6]}$k.

b) Kompliziertere Verbindungen mit abgeschlossenen ein- bis mehrkernigen Komplexen: $Ba^{[12]}[S^{[4]}O_4]$r, $Sc_2^{[6]}[Si_2^{[4]}O_7]$m.

c) Verbindungen mit Kettenkomplexen: $^1_\infty$ $Mg^{[6]}[Si^{[4]}O_3]$r.

d) Verbindungen mit Schichtkomplexen: $^2_\infty$ $Tl^{[8]}[Al^{[6]}F_4]$r.

e) Verbindungen mit Gerüstkomplexen: $^3_\infty$ $Ca^{[12]}[Ti^{[6]}O_3]$m.

Für alle diese Gruppen finden sich selbst unter den Arsen- und Antimonmineralien eine Reihe von Beispielen; auch an Übergangstypen, z. B. zwischen 2 und 4 a oder zwischen 3 und 4 a, fehlt es nicht.

1. Die kubischen Formen von Arsentrioxyd *(Arsenolith)* As_2O_3 und Antimontrioxyd *(Senarmontit)* Sb_2O_3 stellen ausgezeichnete Beispiele für typische Einfachmolekülgitter dar. Die Moleküle sind nach Abb. 1 gebaut (*R. M. Bozorth* 1923); im Gitter nehmen die Schwer-

punkte der scharf voneinander abgesetzten, nur durch Van der Waalssche Kräfte miteinander verbundenen, zehnatomigen Moleküle die Positionen der Kohlenstoffatome im Diamantgitter ein; Strukturformel daher $[As_4^{[3]}O_6^{[2]}]^{[4]}$ bzw. $[Sb_4^{[3]}O_6^{[2]}]^{[4]}$.

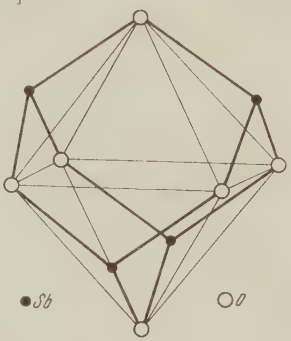


Abb. 1. $[Sb_2^{[3]}O_3^{[3]}]$- und $[As_2^{[3]}O_3^{[2]}]$-Molekül.

Das monoklin kristallisierende *Realgar* zeigt ähnlich wie Schwefel im Gitter achtatomige Moleküle $[As_4^{[2]}S_4^{[2]}]$, aber nicht in Form von einfachen gebuckelten tetragonalen Ringen wie Schwefel (Abbildung 2 b), sondern nach Abb. 2 a in Form einer Einlagerung von vier quadratisch angeordneten Schwefelatomen in ein Tetraeder, das von vier Arsenatomen gebildet wird (*T. Ito, N. Morimoto* und *R. Sadanaga* 1952). Man könnte das Molekül auch von einem $[As_4O_6]$-Molekül ableiten, dem zwei gegenüberliegende Oktaederecken fehlen, während die verbleibenden vier Oktaederecken statt von O-Atomen von S-Atomen eingenommen werden. Wie in allen Gittern des dreiwertigen Arsens und Antimons sind auch in den Fällen der Einfachmolekülgitter die

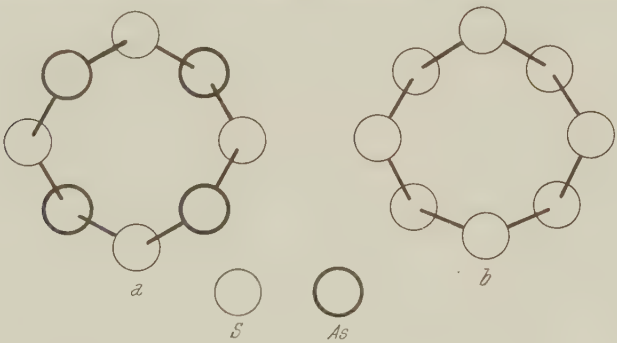
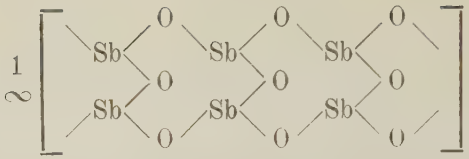


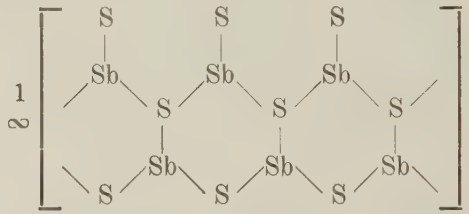
Abb. 2. $[As_4^{[2]}$-$S_4^{[4]}]$-Molekül (a) und $[S_8^{[2]}]$-Molekül (b).

$As(Sb)O_3(S_3)$-Teilgruppen flachpyramidal gebaut, so daß die Seitenkanten der Pyramiden den Tetraederwinkel (Winkel zwischen den Tetraederhöhen) bilden.

2. (Oxyd und Sulfid des dreiwertigen Antimons). Im Gitter des rhombischen Valentinit $\frac{1}{\infty}|Sb_2^{[3]}O_3^{[2]}|$ mit seiner vollkommenen Spaltbarkeit parallel (010) und (110) liegen in Richtung der Z-Achse verlaufende Doppelketten (Bänder) von pyramidalen $[SbO_3]^{-3}$-Gruppen vor (*M. J. Buerger* und *St. B. Hendricks* 1938), die nach folgendem Schema gebaut sind:



Doppelketten finden sich nach *W. Hofmann* (1933) auch im rhombischen, nach mehreren parallel zur Bandrichtung laufenden Flächen vollkommen bis gut spaltenden Antimonit $^{1}_{\infty}$ $[Sb_2{}^{[3]}S^{[3]}S^{[2]}S^{[1]}]$; jedoch sind die Bänder, wie aus der Strukturformel hervorgeht, anders gebaut als beim Valentinit und unter Beteiligung von metallischen Bindungen nicht so scharf voneinander abgesetzt wie bei typischen Kettenmolekülgittern mit rein Van der Waalsscher Bindung zwischen den Ketten. Der Aufbau der Bänder erfolgt nach dem Schema:



3. (Oxyd und Sulfid des dreiwertigen Arsens.) $^{1}_{\infty}$ $[As_2{}^{[3]}O_3{}^{[2]}]$ besitzt in der Form des nach (010) ausgezeichnet spaltenden monoklinen *Claudetits* ein wellblechartig verbogenes Schichtmolekülgitter mit Schichten parallel (010) (*A. J. Frueh* 1951; *K. Becker, K. Plieth* und *I. N. Stranski* 1951) nach Abb. 3.

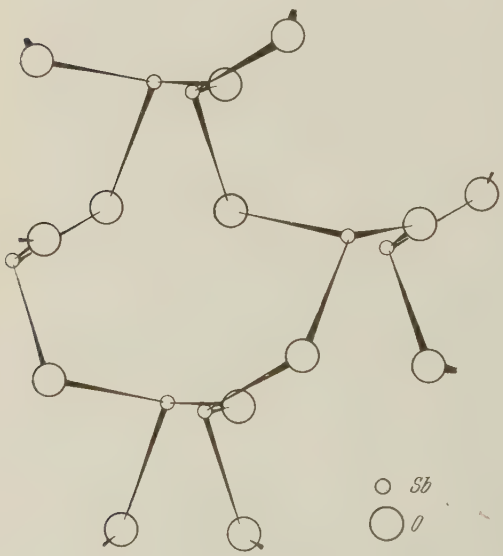


Abb. 3. Schichtgitter von Claudetit $^{2}_{\infty}$ $[As_2{}^{[3]}O_3{}^{[2]}]$.

Ebenfalls Schichtmoleküle parallel (010) läßt nach *T. Ito* (1950) das Kristallgitter des monoklin kristallisierenden, vollkommen nach (010) spaltenden Auripigments $^{1}_{\infty}$ $[As_2{}^{[3]}S_3{}^{[2]}]$ erkennen. Jedoch sind die aus flachpyramidalen AsS_3-Gruppen zusammengesetzten Schichten wesentlich anders gebaut als jene des Claudetits (Abb. 4).

4 a. *Gediegen Arsen* As$^{[3+3]}$rd (*A. J. Bradley* 1924) und *Gediegen Antimon* Sb$^{[3+3]}$rd (*R. W. James* und *N. Tunstall* 1920) besitzen dreidimensionale Koordinationsgitter mit einer leichten Tendenz zur Auflösung in aus zwei Atomlagen bestehende Schichten $^{2}_{\infty}$ [As$^{[3]}$] bzw. $^{2}_{\infty}$ [Sb$^{[3]}$].

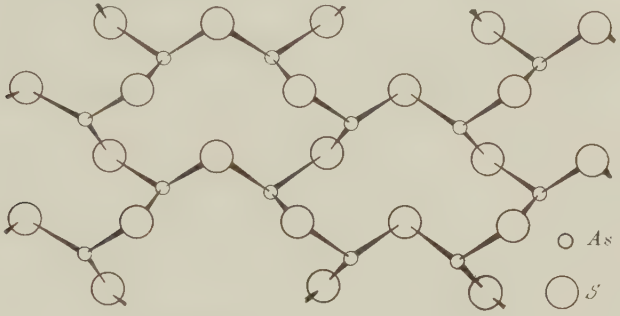


Abb. 4. Schichtgitter von Auripigment $^{2}_{\infty}$[As$_2$$^{[3]}$ S$_3$$^{[2]}$].

Typische dreidimensionale Koordinationsgitter liegen bei vielen einfachen Arseniden und Antimoniden vor, z. B. bei *Nickelin* Ni$^{[6]}$As$^{[6]}$h (*G. Aminoff* 1923) (Abb. 5).

4 b. Die Struktur der *Fahlerze* (Cu, Zn)$_3$[(Sb, As)S$_{>3}$]k läßt wie die verschiedener anderer Sulfosalze pyramidal gebaute [SbS$_3$]$^{-3}$- bzw. [AsS$_3$]$^{-3}$-Gruppen erkennen (*F. Machatschki* 1928, *L. Pauling* und *E. W. Neumann* 1934).

Beim Arsenikalkies Fe$^{[6]}$[As$_2$]$^{[6]}$r (*M. J. Buerger* 1937) und bei Sulfoarseniden und Sulfoantimoniden, z. B. beim *Ullmannit* Ni$^{[6]}$[SbS]$^{[6]}$k (*L. S. Ramsdell* 1925), treten Komplexe einfachster Art in Form von homöopolar gekoppelten [AsAs]-, [SbS]- [AsS]-Gruppen auf.

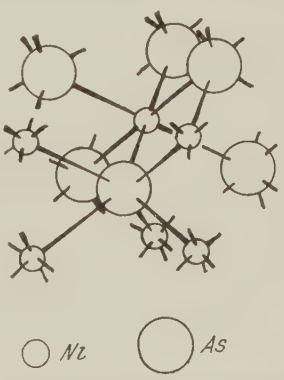


Abb. 5. Dreidimensionales Koordinationsgitter von Nickelin Ni$^{[6]}$ As$^{[6]}$h.

Hieher gehören als Verbindungen des fünfwertigen Arsens auch die zahlreichen Arseniate mit ihren tetraedrisch gebauten [AsO$_4$]$^{-3}$-Komplexen, z. B. der rhombische *Olivenit* (OH)Cu$_2$[AsO$_4$] (*H. Heritsch* 1938) und hexagonale *Mimetesit* Pb$_5$Cl[AsO$_4$]$_3$ (*S. B. Hendricks, M. C. Jefferson und V. M. Mosley* 1931).

4 c. Kettenkomplexe $^{1}_{\infty}$ [Sb$^{[3]}$O$_2$]$^{-1}$ bzw. $^{1}_{\infty}$ [As$^{[3]}$O$_2$]$^{-1}$ finden sich nach *J. Zemann* (1950 und 1951) bei *Schafarzikit* $^{1}_{\infty}$ Fe$^{[6]}$[Sb$_2$$^{[3]}O_4$]te, beim *Trippkeit* $^{1}_{\infty}$ Cu$^{[6]}$[As$_2$$^{[3]}O_4$]te und nach *S. Ståhl* bei vielen

synthetisch hergestellten anderen Arseniten und Antimoniten zweiwertiger Metalle.

Hieher gehören wahrscheinlich noch eine Reihe von Schwermetallsulfosalzen von nicht genau bekannter Struktur.

4 d. Unter den Mineralien wahrscheinlich als *Cervantit* vertreten, sonst künstlich hergestellt ist hier nach *K. Dihlström* (1938) das sogenannte Antimontetroxyd $^{2}_{\infty}$ $Sb^{\cdots[8]}[Sb^{\cdots\cdots[6]}O_4]$ zu nennen, dessen Struktur unabgeschlossene Schichten $^{2}_{\infty}$ $[Sb^{\cdots\cdots[6]}O_4]^{-5}$ aus oktaedrisch gebauten $[Sb^{[6]}O_6]$-Gruppen aufweist, die durch die dreiwertigen Antimonionen abgesättigt und aneinander gebunden werden.

4 e. Dreidimensional unendliche Komplexe (Gerüstkomplexe) sind bei anderen Antimoniaten anzutreffen. Als Beispiel ist der kubische Romeit (Atopit) $^{3}_{\infty}$ $CaNa(OH, F)[Sb_2^{[6]}O_6]$ zu nennen (*F. Machatschki* 1930), bei welchem als Träger der Struktur ein Gerüst von $[SbO_6]^{-7}$-Oktaedern vorliegt, während bei den Arseniaten mit ihren tetraedrisch gebauten $[AsO_4]^{-3}$-Komplexen solche Komplexbildungen höchster Ordnung nicht denkbar sind.

Literatur.

Aminoff, G., Zs. Krist. *58* (1923), 203 (Nickelin). — *Becker, K., K. Plieth* und *I. N. Stranski*, Zs. Anorg. u. Allg. Ch. *266* (1951), 293 (Claudetit). — *Bozorth, R. M.*, J. Am. Chem. Soc. 45 (1923), 1621 Senarmontit und Arsenolith). — *Bradley, A. J.*, Phil. Mag. *47* (1924), 657 (Gediegen Arsen). — *Buerger, M. J.*, Zs. Krist. *97* (1937), 504 (Arsenikalkies). — *Buerger M. J.*, und *St. B. Hendricks*, Zs. Krist. *98* (1938), 1 (Valentinit). — *Dihlström, K.*, Zs. Anorg. u. Allg. Ch. *239* (1938), 57 (Antimontetroxyd). — *Frueh, A. J.*, Am. Miner. *36* (1951), 833 (Claudetit). — *Hendricks, S. B., M. C. Jefferson* und *V. M. Mosley*, Zs. Krist. *81* (1931), 352 (Mimetesit). — *Heritsch, H.*, Zs. Krist. *99* (1938), 466 (Olivenit). — *Hofmann, W.*, Zs. Krist. *86* (1933), 225 (Antimonit). — *Ito, T.*, X-Ray studies on Polymorphism, Tokyo, 1950, 177 (Auripigment). — *Ito, I., N. Morimoto* und *R. Sadanaga*, Acta cryst. *5* (1952), 775 (Realgar). — *James, R. W.*, und *N. Tunstall*, Phil. Mag. *40* (1920), 233 (Gediegen Antimon). — *Machatschki, F.*, Norsk. Geol. Tidsskr. *10* (1928), 23 und Zs. Krist. *68* (1928), 204 (Tetraedrit). — *Machatschki, F.*, Fortschr. der Mineralogie usw. *31* (1952), 37. — *Machatschki, F.*, Zs. Krist. *73* (1930), 159 (Atopit). — *Pauling, L.*, und *E. W. Neumann*, Zs. Krist. *88* (1934), 54 (Binnit). — *Ramsdell, L. S.*, Am. Miner. *10* (1925), 281 (Ullmannit). — *Ståhl, S.*, Arkiv f. Kemi eca. *17 B* (1943), No. 5 (Antimonite und Arsenite). — *Ventriglia, U.*, Rend. Soc. Min. Ital. 7 (1951), 121 (Valentinit). — *Zemann, J.*, TMPM. (3.) 2 (1951), 166 (Schafarzikit). — *Zemann, J.*, TMPM. (3.) 2, (1951), 417 (Trippkeit).

Lagerstättenuntersuchung der Österreichischen Alpine Montangesellschaft, Knappenberg.

Verdreifachte Achsenbilder an den Magnesitkristallen von Asturreta in Spanien.

Von

Heinz Meixner.

Mit 4 Textabbildungen.

(Eingelangt am 18. April 1953.)

J. G. de Llarena (2) hat kürzlich spanische Magnesitlagerstätten, darunter auch das Vorkommen von Asturreta ausführlich geologisch beschrieben. Im Rahmen einer kristallographischen Untersuchung (5) an Dolomit und Magnesit aus dieser Lagerstätte sind mir an den Magnesitkristallen bei der konoskopischen Betrachtung recht auffallende kristalloptische Erscheinungen untergekommen, die, wie ich glaube, durchaus nicht allgemein bekannt sind und über die deshalb hier berichtet werden soll.

Diese Magnesitkristalle sind, wie sie ähnlich vor kurzem aus der Magnesitlagerstätte Oberdorf, Steiermark (4), von mir beschrieben worden sind, pigmentfreie Fortwachsungen von zum Teil auch pinolitischem Gesteinsmagnesit in Klüfte. Die Kristalle von Asturreta haben linsen- bis radförmigen Habitus, sie messen in Richtung der Hauptachse von Bruchteilen eines Millimeters bis gegen 3 mm, während der Raddurchmesser einige Millimeter bis rund 5 cm beträgt. Der Hauptteil solcher Kristalle wird von nur matt glänzenden Scheinflächen eingenommen, die nur annähernd die Lage von c (0001) haben. Mit aufgeklebten Deckglasbruchstücken wurden goniometrisch Abweichungen von der Basislage bis zu 10^0 festgestellt. An den Randpartien der radförmigen Kristalle treten öfters als sehr stark spiegelnde, schmale Facetten mit genauen Magnesitwinkeln die Flächen a (1120) und f (02$\bar{2}$1) auf. Dort wo Kristalle durch Abstoßung leicht beschädigt sind, wird auch das Spaltrhomboeder r (10$\bar{1}$1) sicht- und einmeßbar. Bei der Einstellung der drei positiven Rhomboederzonen gegen die Scheinbasis, erhält man ohne aufgekittetes Deckglas kein Signal der Basis, wohl aber liefert diese Scheinfläche für alle r (10$\bar{1}$1) tadellos scharfe und einheitliche Signale

für die Flächen des Grundrhomboeders. Dieses goniometrische Verhalten der Scheinbasis findet seine Erklärung durch die mikroskopische Beobachtung.

Wie Abb. 1 zeigt, ist diese „Fläche" aus lauter streng homoax orientierten kleinen Grundrhomboedern von 30 bis 150 μ Kantenlänge treppenartig aufgebaut und jedes Goniometersignal ist auf eine summierte Reflexion von zahlreichen parallelen Einzelrhomboederflächen zurückzuführen. Die Magnesitkristalle sind ursprünglich offenbar tafelig nach c (0001) gewachsen, wobei die bekannte Wachstumsregelung Z-Achse parallel zur Kluftwand entwickelt wurde. Unter den Temperatur- und Lösungsverhältnissen gegen Abschluß des Kristallwachstums war c(0001) nicht mehr eine beständige Magnesitform, sondern $(10\bar{1}1)$ trat in den Vordergrund. Stoffmangel scheint das Auswachsen in große Grundrhomboeder behindert zu haben, so daß es nur zur stoffsparenden Bildung der zahlreichen Kleinrhomboeder gekommen ist. Habitusbestimmend ist noch immer, wenn auch bloß als Scheinfläche, die Basis c(0001), die Tracht dagegen wird von r $(10\bar{1}1)$, neben a (1120) und f $(02\bar{2}1)$ beherrscht. In diesem Zusammenhang erscheint es besonders bemerkenswert, daß die von *Machatschki* (3, S. 14) beschriebenen, schönen Magnesitkristalle aus dem Kaswassergraben bei Großreifling (Steiermark) dünntafelig sind und neben c (0001) ebenfalls a $(11\bar{2}0)$ aufweisen.

Abb. 1. Die Oberflächengestaltung der Scheinbasis der Magnesitkristalle von Asturreta. Vergr. 208 mal. Phot. F. Trojer.

Wenn solch ein radförmiges Magnesitkriställchen, das, makroskopisch besehen immerhin einer planparallelen Platte ähnelt, auf einer Scheinbasis aufliegend in einem kleinen Glastrog in Immersionsöl eingebettet, konoskopisch untersucht wird, so ist eine sehr auffällige Erscheinung zu beobachten: Bei fast jeder Einstellung (Präparatverschiebung) sind im konoskopischen Gesichtsfeld nebeneinander drei Achsenbilder des optisch einachsigen Minerals sichtbar, wobei die scheinbaren Achsenaustritte die Ecken eines gleichseitigen Dreiecks bilden (Abb. 2).

Die Erscheinung erinnerte an Abbildungen, die *Liebisch* (1, S. 499 bis 502, Tafel VI und VII) einst bei der konoskopischen Untersuchung von orientiert geschnittenen und übereinandergelegten

Quarzplatten erhalten hat und an analoge Beobachtungen mit natürlichen Diopsid- und Aragonitzwillingen. Von Magnesit sind Verzwillingungen bisher überhaupt nicht gesichert. So interessant eine solche Feststellung und Erklärung gewesen wäre, so hatte hier doch bereits die kristallographische Untersuchung ergeben, daß die Großindividuen mit ihren einheitlich durchgehenden Grundrhomboederspaltungen *Einkristalle* sind. Drei beträchtlich zueinander geneigte kristallographische (optische) Hauptachsen waren mit diesen Befunden unvereinbar. Magnesitzwillinge konnten hier also nicht vorliegen.

Abb. 2. Verdreifachtes Achsenbild an den Magnesitkristallen von Asturreta. In Kollolith. Phot. F. Trojer.

Alle Ableitungen über die Entstehung konoskopischer Interferenzbilder in den kristalloptischen Lehrbüchern beziehen sich auf das Verhalten planparalleler Platten. Die radförmigen Magnesitkristalle von Asturreta kommen makroskopisch zwar planparallelen Platten nahe, mikroskopisch und goniometrisch jedoch wirken sich für das Verhalten der Scheinbasisfläche entscheidend die Anwachsungen in die zahlreichen Kleinrhomboeder vgl. Abbildung 1) aus.

H. Waldmann (6. S. 484. Fig. 2 und 3) hat kürzlich verwandte Beobachtungen über das Entstehen mehrfacher Achsenbilder mitgeteilt, die er bei der konoskopischen Untersuchung in der Nähe von Kanten und Ecken von Kristallen oder geschliffenen Edelsteinen in der „Glashohlkugel" am U-Tisch erhalten hat. Das prinzipiell gleiche Verhalten kommt zur Geltung, wenn eines der Kleinrhomboeder der spanischen Magnesitkristalle mit einem starken Objektiv von hoher Apertur konoskopisch betrachtet wird: Ist die Rhomboederspitze ungefähr im Mittelpunkt des konoskopischen Gesichtsfeldes, so liefern die drei herumliegenden Rhomboederflächen die dreifache Abbildung des Achsenbildes; wird eine Rhomboederkante $[\bar{1}101]$ eingestellt, so erfolgt symmetrisch zur Kante die Verdoppelung des Achsenbildes.

Bei Verwendung schwächerer Objektive ist im konoskopischen Strahlenwirkbereich dann stets eine Vielzahl der parallel gelagerten Kleinrhomboeder vorhanden und als Summeneffekt der Flächenscharen nach $(10\bar{1}1)$, $(\bar{1}101)$ und $(0\bar{1}11)$ tritt bei Einbettung in einer Flüssigkeit allgemeiner Lichtbrechung für jede Rhomboederflächenschar ein durch Brechung abgelenktes, einachsiges Achsenbild auf. Die zwischen $^1/_2$ und 2 mm schwankende Dicke der verwendeten,

radförmigen Magnesitkristalle bedingt dabei das Auftreten schöner, dichter Ringsysteme um die abgelenkten Achsenbilder. Die Ablenkung der Achsenlage selbst kann, wenn man sich auf den Strahlengang der optischen Achsen beschränkt, ganz elementar nach dem Brechungsgesetz von *Snellius* gerechnet werden. Die Abb. 3 und 4 erläutern diese Verhältnisse.

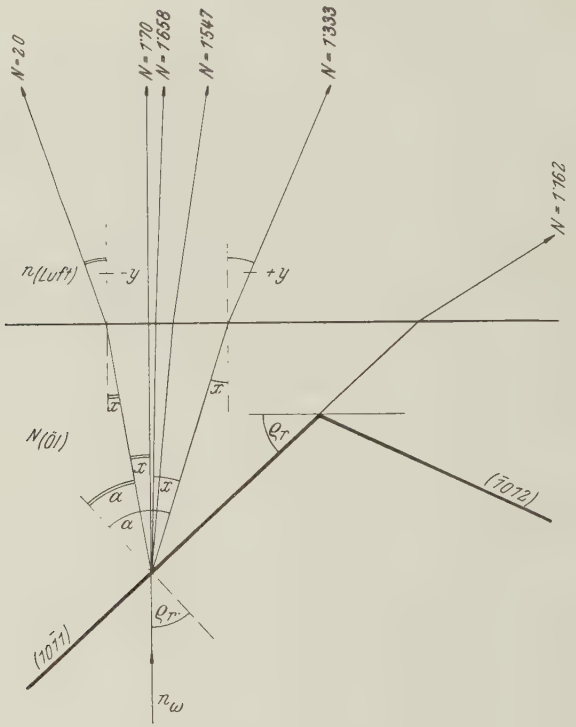


Abb. 3. Strahlengang bei vervielfachten Achsenbildern.

$$\sin \alpha = \frac{n_\omega \sin \rho_r}{N_{(Öl)}}$$

$$x = |\alpha - \rho_r|$$

$$\sin y = N_{(Öl)} \sin x$$

Wenn die Basisfläche einigermaßen parallel am Objektträger aufliegt und n_ω des Minerals mit dem Einbettungsmittel (N) übereinstimmt, dann tritt bloß ein zentrales einachsiges Achsenbild auf. Ist die Lichtbrechung $n_\omega < N$, so erscheint das einachsige Achsenbild für jede Rhomboederflächenschar je nach der Größe des Unterschiedes von n_ω und N vom Zentrum weg zum Lote, bei $n_\omega > N$ übers Zentrum weg vom Lote gebrochen.

Die Rechnung liefert

für $N = 1$	(Luft)	: Totalreflexion	
$N = 1{\cdot}333$	(Wasser)	: $y = + 23^0\,41'$	(gemessen $22^0\,35'$)
$N = 1{\cdot}547$	(Anisöl)	: $y = + 8^0\,38'$	(gemessen $7^0\,33'$)
$N = 1{\cdot}700$	$(= n_\omega)$	: $y = 0^0$	(gemessen 0^0)
$N = 2{\cdot}000$		: $y = - 19^0\,29'$	

Bei $N = 1{\cdot}162$ würde $\alpha = 90^0$ (streifender Lichteinfall) und y betrüge als Grenzwinkel $+ 58^0\,1'$.

Die Messungen erfolgten konoskopisch mittels Schraubenmikrometerokular nach Art der üblichen Achsenwinkelbestimmungen und Umrechnung auf y; sie stimmen innerhalb der bei dieser Methodik gewohnten Genauigkeitsgrenze gut zu den errechneten Werten.

Eine weitere Bestätigung der hier dargestellten Verhältnisse war dadurch zu erhalten, daß die kleinen Rhomboeder der oberseitigen Scheinbasis ganz oder teilweise abgeschliffen wurden; dann entsteht an den Basisschliffstellen stets bloß *ein* einachsiges Achsenbild mit zentralem Achsenaustritt. Die Kleinrhomboeder der unteren Basis störten die konoskopische Untersuchung nicht.

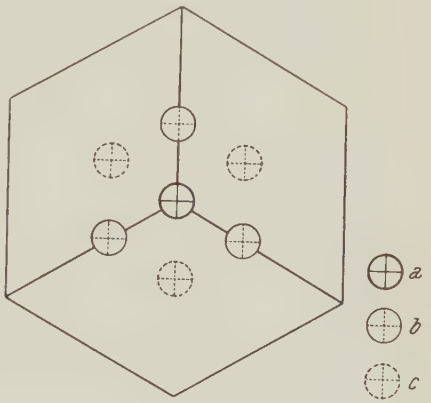


Abb. 4. Die Lage der verdreifachten Achsenbilder. a Achsenbild auf (0001) bei planparallelen Platten oder auch bei $n_\omega = N_{(\bar{O}l)}$ auf den Rhomboederflächen; b Verdreifachtes Achsenbild bei $n_\omega > N_{(\bar{O}l)}$ bei Beobachtung mit Bertrandlinse; c Verdreifachtes Achsenbild bei $n\omega < N_{(\bar{O}l)}$ mit Bertrandlinse. Ohne Okular und Bertrandlinse sind gegenüber der Abbildung im Orthoskop seitenverkehrte Verhältnisse zu beobachten.

Als Ursachen, warum solche Beobachtungen nicht schon öfters gemacht worden sind, können angeführt werden: Einerseits ist es überhaupt nicht üblich so große und so dicke Kristalle oder Kristallbruchstücke konoskopisch zu untersuchen; anderseits eignen sich für diese Methodik vorwiegend tafelige Kristalle und gerade die Mehrzahl der rhomboedrischen Karbonate (Dolomit, Magnesit, Siderit usw.) kommen nur selten in nach (0001) tafeligem Habitus vor. Kalkspat, von dem ja auch blättrige Ausbildung („Papierspat") bekannt ist, könnte vielleicht öfters Material mit den hier beschriebenen optischen Erscheinungen liefern.

Es mag in diesem Zusammenhang noch erwähnt werden, daß mir im letzten Jahre, seit ich auf solche Beobachtungen achtete, *Dolomitkristalle* aus den Magnesitlagerstätten Sunk, Oberdorf und Laners-

bach mit Basis- (Scheinbasis-) Entwicklung untergekommen sind, die sich makro- und mikroskopisch ganz gleichartig, wie die Magnesitkristalle von Asturreta verhalten.

Die konoskopische Verfahrensweise könnte vielleicht auch in anderen Fällen zur Aufklärung von besonderen Kristallwachstumserscheinungen beitragen. Für kristalloptische Vorführungen sind Kristalle nach Art der hier beschriebenen spanischen Magnesite als nettes Demonstrationsobjekt zu verwenden.

Herrn Prof. Dr. *J. G. de Llarena* (San Sebastian) danke ich herzlichst für das interessante Material, meinem Freunde Dr. *F. Trojer* (Radenthein) für die Anfertigung der photographischen Aufnahmen.

Zusammenfassung.

Die nach einer Scheinbasis tafeligen Magnesitkristalle von Asturreta (und ebenso ähnliche Dolomitkristalle aus den Magnesitlagerstätten Sunk, Oberdorf und Lanersbach) liefern bei Einbettung in den meisten üblichen Immersionsmitteln bei konoskopischer Beobachtung nicht ein, sondern drei einachsige Achsenbilder. Die Erscheinung wird nicht etwa durch Verzwillingung verursacht, sondern, da die Scheinbasis aus zahlreichen winzigen, streng parallelen r $(10\bar{1}1)$ aufgebaut ist, durch einen Summeneffekt der symmetriebedingten $(10\bar{1}1)$-Flächenlagen in Abhängigkeit vom Einbettungsmittel. Das konnte durch Rechnung und Messung bewiesen werden.

Literatur.

1. *Liebisch, Th.,* Physikalische Krystallographie. Leipzig, 1891. — 2. *Llarena, J. G. de.,* Die Lagerstätten des sedimentären Magnesits im Paläozoikum der Westpyrenäen. Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh. *96.* Wien 1951, 221—227. — 3. *Machatschki, F.,* Das Magnesitvorkommen im Kaswassergraben bei Großreifling. Zentralbl. f. Min. 1922, 11—18. — 4. *Meixner, H.,* Beitrag zur mineralogischen Kenntnis der Magnesitlagerstätten Oberdorf a. d. L. bei Bruck a. d. M., Steiermark. Der Karinthin, Folge 17, 15. I. 1952, 102—112. — 5. *Meixner, H.,* Sobre los cristales de magnesita y dolomita de Asturreta (Valle alto del Arga, Navarra). Publicaciones extranjeras, 7, Madrid 1953, 141—152. — 6. *Waldmann, H.,* Glashohlkugel für Kristall- und Edelsteinuntersuchungen und ihre Verwendung als Zusatzgerät zum Universal-Drehtisch. Schweiz Min. Petr. Mitt. 27 (1947), 473—520.

Anschrift des Verfassers: Dr. *Heinz Meixner,* Knappenberg, Kärnten. Bergdirektion.

Istituto di Mineralogia della Università di Modena.

Sopra una clorite (penninite) della valle del Dragone nell'Appennino emiliano.

Paolo Gallitelli.

Con 1 figura.

(Ricevuto il 29 Maggio 1953.)

La clorite descritta nel presente lavoro proviene dalla formazione diabasica-serpentinosa della Valle del Dragone e fu oggetto di brevi osservazioni in una „Nota di mineralogia modenese" pubblicata nel 1929 (1). Ora viene ripresa in esame con i mezzi di indagine strutturali e termico differenziali che allora non erano a mia disposizione allo scopo 1. di avere un quadro il più completo possibile delle proprietà della clorite stessa: 2. di ottenere elementi di confronto che consentano di identificare, poi, i componenti delle rocce argillose della formazione argilloso-ofiolitifera appenninica, che negli spettrogrammi di Debye danno interferenze corrispondenti a distanze reticolari di 14 Å (2).

La clorite in esame si presenta in una massa compatta, minuta, con marcata tessitura lamellare, ed include cristalli ottaedrici di magnetite di alcuni millimetri di diametro.

Al microscopio in sezione sottile risulta da un fitto aggregato di minute scagliette quasi del tutto incolori, o con debolissimo pleocroismo α = verde azzurrino pallidissimo γ = incoloro, allungate parallelamente ad α. L'estinzione avviene ad un angolo piccolissimo dalle tracce di sfaldatura (001); alcune misure hanno dato per c : γ valori massimi di 2^0. Su alcune minuscole lamine basali a contorno esagonale è visibile una figura di interferenza delle sostanze uniassiche che si apre percettibilmente. Il valore di 2 V è risultato compreso fra 3^0 ed 8^0. La birifrazione, positiva e assai bassa, non supera 0·005. Gli indici di rifrazione, determinati col metodo dell'immersione, sono risultati $\alpha = 1{\cdot}585 \pm 0{\cdot}002$, $\gamma = 1{\cdot}590 \pm 0{\cdot}002$.

Questi caratteri ottici riportati nel diagramma di Winchell (3) — che lega le proprietà ottiche delle cloriti con la composizione chimica — portano a concludere che la nostra clorite appartiene

al gruppo della penninite ed è costituita da circa il 12—15% di molecole ferrifere e dall' 85—88% di molecole magnesiache.

L'analisi chimica, eseguita su materiale accuratamente purificato e scevro da magnetite, diede i seguenti risultati (1):

SiO_2	28·50
TiO_2	0·80
Al_2O_3	20·24
Fe_2O_3	1·09
FeO	6·27
CaO	1·22
MgO	30·78
H_2O^-	0·12
H_2O^+	11·68
	100·70

Questa composizione chimica, quando si tengano presenti le classificazioni delle cloriti proposte da Orcel e suoi Collaboratori (5, 6, 7), fa rientrare la nostra clorite nella famiglia delle penniniti debolmente ferrifere.

Spettrogrammi di Debye sono stati eseguiti con una camera di 190 mm di diametro usando la radiazione $Cu_{K\alpha}$, sia su polvere, sia su aggregati lamellari. I dati, riprodotti nella tabella I, sono messi a confronto con quelli ottenuti da altri Autori (8) per alcuni termini della famiglia delle cloriti, e consentono qualche considerazione.

Anzitutto le interferenze 001, 002, 003, 004, 005, bene identificabili sia sullo spettrogramma di polvere, sia su quello di aggregato, corrispondono a quelle della penninite studiata da *Brindley* e *Ali* (9) e mostrano uguale intensità. Buona corrispondenza, anche per le intensità, si osserva inoltre fra le linee della nostra clorite e quelle della penninite anche per le interferenze dovute a piani reticolari aventi d compreso fra 2·58 e 1·319 Å.

La nostra clorite differisce dalla chamosite magnesiaca per le intensità delle interferenze basali corrispondenti, e dalla proclorite per il fatto che le interferenze 001 e 003 non presentano il forte indebolimento rispetto a 002 e 004, che è tipico per quest'ultimo minerale.

Lo spettro della clorite di Boccassuolo corrisponde perciò pienamente a quello delle penninite studiata da *Brindley* ed *Ali*.

L'analisi termica differenziale è stata eseguita sulla clorite finemente polverizzata, come consiglia *Sabatier* (10), al fine di raggiungere una graduale e completa disidratazione del minerale e quindi una curva pienamente significativa. L'apparecchio utilizzato è quello dell'Istituto di Mineralogia della Università di Modena „standardiz-

zato" con i minerali-campione forniti dal D. T. A. sottocomitato del CIPEA, e le cui caratteristiche sono riportate nelle appendici 1, 2, 3 della relazione pubblicata dal Sottocomiato stesso (11).

Indici	Penninite di Boccassuolo Valle del Dragone (polvere)		Penninite di Boccassuolo Valle del Dragone (aggregato) [2]		Penninite Brindley Ali [3]		Chamosite magnesiaca [3] Bannister Wittead		Proclorite Mc Murchy [3]	
	d [1]	Int.	d	Int.	d	Int.	d	Int.	d	Int.
001	14·28	f	14·21	f	14.3	6	14	9	13·6	4
002	7·08	f	7·05	f	7·17	10	7·1	10	6·90	8
003	4·74	f	4·70	f	4·78	10	4·73	3		
020	4·59	dd			4·60	2	4·69	7	4·65	6
004	3·55	ff	3·52	ff	3·585	10	3·53	10	3·48	10
005	2·83	f	2·80	f	2·867	6	2·83	1	2·797	5
	2·58	m	2·56	m	2·585	3	2·69	3		
	2·54	m			2·543	4	2·52	1	2·546	6
	2·43	f	2·41	m	2·444	4	2·46	5	2·442	4
006	2·378	m	2·375	m	2·387	3	2·39	5	2·373	4
	2·25	d			2·264	2	2·28	3	2·259	3
					2·049	2	2·14	1		
							2·08	1		
	2·010	m	2·000	m	2·014	4	2·01	5	1·996	8
	1·900	dd			1·892	1	1·89	3	1·872	4
	1·824	d			1·834	3	1·83	1	1·814	3
	1·716	dd			1·726	1/2	1·72	2		
	1·667	dd			1·672	1/2	1·67	2	1·700	2
	1·570	m			1·579	4	1·573	4	1·558	7
	1·553	m			1·536	2	1·552	7	1·539	7
	1·501	dd			1·502	1	1·517	5	1·505	4
							1·479	1		
					1·434	1	0·424	5	1·464	1/2
	1·399	d			1·406	3	1·395	5	1·384	8
	1·319	dd			1·320	1/2	1·333	1	1·324	2

d = distanza reticolare in Å; Int. = intensità osservata; ff = molto forte; f = forte; m = media; d = debole; dd = debolissima.

[1] I valori delle distanze reticolari sono corretti, come di consueto, per lo spessore del preparato, per lo spessore della pellicola, ecc. ecc.

[2] L'aggregato in forma di scaglietta ha spessore mm. 0·05.

[3] *Brindley, G. W.* X-Ray identification and Crystal structures of Clay Minerals. Pag. 196—197. London, 1951.

Nella fig. 1 è riportata in A la curva differenziale della penninite di Boccassuolo; in B, per confronto, la curva della penninite studiata da *Brindley* e *Ali*. L'esame della curva A non lascia dubbi sull'esistenza di due minimi endotermici rispettivamente a 680° ed a 840°, e di un doppio picco esotermico con massimi a 860° ed a 920°.

L'andamento della disidratazione della clorite di Boccassuolo corrisponde perciò molto bene a quello della penninite studiata da *Brindley* e *Ali*. L'unica differenza é data dal massimo esotermico a 920° che non è stato osservato dai predetti Autori. Tale andamento può essere chiarito quando si consideri che le cloriti hanno una struttura dovuta all'alternanza, parallelamente alla base, di due strati

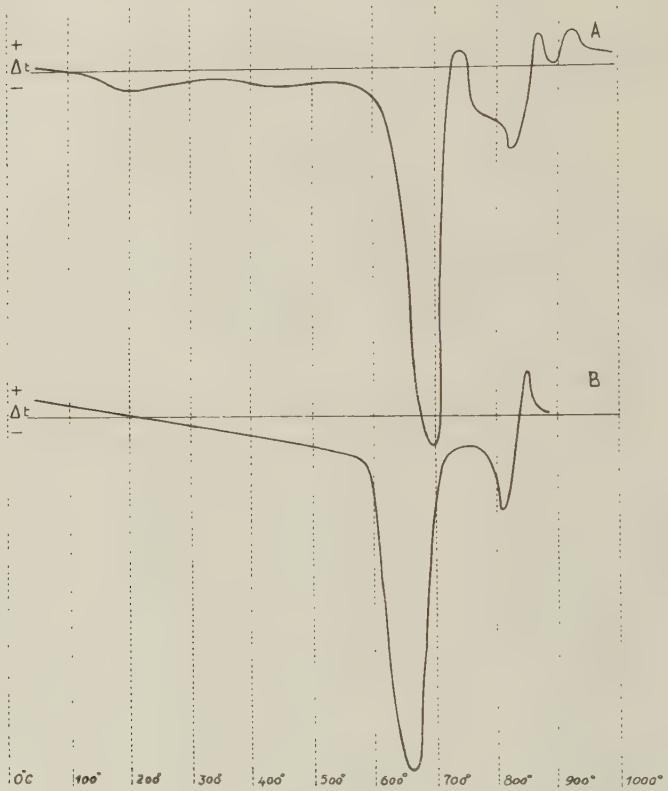


Fig. 1. *A* Curva differenziale della penninite di Boccassuolo. *B* Curva differenziale della penninite secondo G. W. Brindley e S. Z. Ali.

distinti, l'uno simile a quello della brucite di composizione $(Mg, Al)_6(OH)_{12}$, l'altro simile a quello del talco o della muscovite di composizione prossima a $Mg(Si, Al)_8O_{20}(OH)_4$. Partendo da tale struttura *Brindley* e *Ali* hanno dimostrato che il primo minimo endotermico a 680°, netto e assai profondo, corrisponde all'espulsione dell'acqua del foglietto brucite, mentre il secondo minimo a 840° è imputabile alla perdita dell'acqua del foglietto micaceo. L'effetto esotermico a 860° corrisponde alla trasformazione penninite-

olivina. L'esistenza, nella penninite di Boccassuolo, di un secondo massimo esotermico a 920°, è sintomo di una nuova trasformazione del reticolo cristallino. Spettrogrammi Debye eseguiti sulla polvere della nostra penninite riscaldata a lungo fra 900° e 950° hanno messo in evidenza la comparsa di numerose interferenze dell'olivina, oltre a due interferenze corrispondenti a distanze reticolari di 3·12 e 2·85 Å. Se si considera che l'enstatite e la clinoenstatite presentano le loro più intense interferenze a 3·12 e 2·87 Å si può concludere che, con ogni probabilità, il massimo esotermico a 920° può segnare, per la penninite di Boccassuolo, l'inizio della cristallizzazione della enstatite e della clinoenstatite.

La formazione di questi minerali, per riscaldamento della penninite, era stata già segnalata da *Brindley* e *Ali*, i quali avevano osservato la prima comparsa, negli spettogrammi di Debye, delle linee caratteristiche dell'enstatite verso i 1180°. Nel caso della penninite di Boccassuolo la trasformazione è nettamente registrata dalla curva termica differenziale e avviene a temperatura più bassa fra i 910° ed i 940°.

Riassunto.

Viene descritta una penninite di Boccassuolo nell'Appennino modenese, e attraverso lo studio ottico, chimico, roentgenografico e termico differenziale ne vengono definite le proprietà caratteristiche. L'esame della curva termico differenziale e degli spettrogrammi Debye ottenuti da polvere di penninite scaldata fra 900° e 950° permette di stabilire che la trasformazione penninite-enstatite inizia già nell'ambito di temperatura compreso fra 910° e 940°.

Elenco bibliografico.

1. *Gallitelli, P.*, Nota di mineralogia modenese. Atti Soc. Nat. e Matem. di Modena, vol. 60, pag. 86, 1929. — 2. *Gallitelli, P.*, Sulla vera natura di alcuni costituenti a 14 Å di alcune argille appenniniche. Atti e Mem. Acc. Scienze e Lettere di Modena, vol. 10, pag. XIII, 1952. — 3. *Winchell, A. N.*, Additional notes on clorites. Am. Min., vol. 13, pag. 161, 1928. — 4. *Winchell, A. N.*, Third Study of clorites. Am. Min., vol. 21, pag. 642, 1936. — 5. *Orcel, J.*, Recherches sur la composition chimique des chlorites. Bull. Soc. franc. de Minéralogie, vol. 50, pag. 75, 1950. — 6. *Orcel, J.*, et *S. Caillère*, Nouvelles observations sur les transformations de proclorites magnésiennes sous l'action de la chaleur. C. R. Acad. Science Paris, vol. 207, pag. 788, 1938. — 7. *Orcel, J., S. Caillère* et *S. Hénin*, Nouvel essai de classification des chlorites. Min. Mag., vol. 29, pag. 329, 1950. — 8. *Brindley, G. W.*, and *S. Z. Ali*, X-ray study of thermal transformations in some magnesian chlorite minerals. Acta Cryst., vol. 3, pag. 25, 1950. — 9. *Brindley, G. W.*, X-ray identification and crystal structure of clay minerals, pagg. 173—197, 1951. — 10. *Sabatier, G.*, Sur l'influence de la dimension des cristaux de chlorites sur les courbes d'analyse thermique differentielle. Bull. Soc. franc. de Minéralogie, vol. 73, pag. 43, 1950. — 11. *Mackenzie, R. C.*, Report XIX Session International Geological Congress, Algiers. 1952.

Ergänzungen zur Berechnung des Gebirgsdruckes in Fels.

Von

C. Torre, Wien.

Mit 3 Textabbildungen.

(Eingelangt am 5. Dezember 1952.)

1. Einleitung.

Unter den verschiedenen Arten des Gebirgsdruckes besitzt der tektonische Gebirgsdruck eine überragende Bedeutung, die nur in Ausnahmefällen von der Schwerkraft abgelöst wird. Unsere Methode der Berechnung des Gebirgsdruckes mit Hilfe der Klüfte umfaßt alle wirksam gewesenen Kräfte, wobei die räumliche Lage des Kluftwinkels bzw. der größten Druckspannung zeigen, ob die Schwerkraft die vorherrschende Ursache des Gesteinsbruches war oder die tektonische Kraft. Im Alpengebiet hat sich gezeigt, daß die Auflast durch die tektonischen Drücke weit übertroffen wurde, da die Bruchachsen (das sind die Schnittlinien der zusammengehörigen Klüfte) meistens steil stehen, bzw. die größten Drücke von 45^0 bis 0^0 zur Horizontalen geneigt sind. Hiemit hat die Annahme, daß die Auflast vorwiegend mit dem Gebirgsdruck identisch ist, die noch heute oft unter den Ingenieurgeologen und Bergbauleuten herrscht, ihre Gültigkeit verloren. Die statistische Kluftmessung und das Studium der Klüfte mit Hilfe der Mechanik liefern ein bisher nicht bekannt gewesenes, rechnerisch erfaßbares Bild der Änderung des Gebirgsdruckes in den geologischen Zeiten, sowie seiner Richtung, seiner Größe und seines Wirkungssinnes nach.

Eine einfache und handliche Möglichkeit zur ungefähren Abschätzung der Größe des Gebirgsdruckes gibt die Größe der Kluftwinkel: *Größere Winkel weisen auf die Wirkung größerer Kräfte hin* und umgekehrt. Wie zu erwarten war, haben die größten Kräfte bei der orogenen Gebirgsbildung geherrscht, was eben die Winkellage und -größe angibt: Die Winkelöffnung liegt zum Bergrand offen, also in einer Lage, in der man keine allzu großen Kräfte mehr zu erwarten hat. Das sind gleichzeitig die ältesten Klüfte, die oft schon durch natürliche Zementierung verheilt sind. In einem schon be-

ruhigten Gebirge sind die derzeit wirksamen Kräfte meistens etwa in der Richtung der größten Ausdehnung des Gebirgsmassivs zu suchen. Es ist außerordentlich interessant und fruchtbar, die Ergebnisse der Werkstoffmechanik mit den allgemeinen geologischen als auch geophysikalischen Untersuchungen in Verbindung zu bringen, vor allem einen Zusammenhang zwischen den mechanischen Überlegungen und geologischen Vorstellungen über die Phasenfolgen bei der Gebirgsbildung herzustellen [1].

Die jeweils herrschende Gebirgsdruckrichtung wurde bisher normalerweise meist durch Abklopfen der Tunnel- und Kavernenwände sowie durch Beobachtung der Schuttlage nach Sprengungen abgeschätzt. Eine strengere Methode wäre es, die eventuell auftretenden Gesteinsabplattungen wie folgt auszuwerten: Man legt an der Abplattungsstelle eine Tangente auf das Tunnelprofil. Die Richtung dieser Tangente ergibt die Richtung des Gebirgsdruckes, jedoch noch nicht den Richtungssinn. Über diesen konnte man bisher, wie erwähnt, nur durch Abklopfen und aus der Lage des Sprengschuttes schließen. Dies bestätigen sehr schön die Versuche von *Leon* und *Willheim* (1); übrigens läßt darüber auch jede versuchsmäßig oder mathematisch ermittelte Kerbbeanspruchung Schlüsse zu. Das wäre ein Sonderfall, bei dem der Gebirgsdruck senkrecht zur Tunnelachse steht. Der allgemeine Fall ergibt sich, wenn der Gebirgsdruck schief zur Tunnelachse wirkt, worüber wir an anderer Stelle schon berichtet haben (2).

Wir haben über die Berechnung des Gebirgsdruckes in Fels in der Zeitschrift „Geologie und Bauwesen" berichtet (3). In dieser Berechnung wurde der Einfluß der mittleren Hauptnormalspannung σ_2 vernachlässigt und mit Hilfe der Hüllparabel von *Leon* (4)

$$\left.\begin{aligned}(\sigma_1-\sigma_3)^2+a(\sigma_1+\sigma_3)\sigma_z=b\cdot\sigma_z^2\\ a=2\left(\sqrt{c+1}-1\right)^2,\ b=-(a-c)c,\ c=\sigma_D/\sigma_Z\geq 3,\end{aligned}\right\} \quad 1$$

sowie mit Hilfe der Differentialgleichung (5)

$$tg^2\alpha=\sigma'_1,\ \sigma'_1=d\sigma_1/d\sigma_3 \quad 2$$

die Spannungen im Fels berechnet. Gl. 2 stellt die Verbindung zwischen dem Bruchwinkel α und der ersten Ableitung der Grenzbedingung $\sigma_1=\sigma_1(\sigma_3)$. Wir haben an anderer Stelle (5) schon angegeben, daß der Winkel α nur im Druckgebiet näherungsweise mit dem Bruchwinkel verglichen werden kann, während im Zuggebiet der Winkel α nach Gl. 2 größere Abweichungen zeigt. Aus Gl. 1 wird die erste Ableitung σ_1 ermittelt und in Gl. 2 eingesetzt. Hiemit ergeben sich zwei Gleichungen mit zwei Unbekannten σ_1, σ_3

[1] Diesbezüglich siehe die Arbeit von *J. Stini*, Der Gebirgsdruck und seine Berechnung. Geod. u. Bauwesen *19* (1952), 165.

aus denen man die Hauptnormalspannungen als Funktionen des Winkels α, der hier mit dem Kluftwinkel im Fels gleichgesetzt wird, und der Zug-σ_Z und Druckfestigkeit σ_D berechnen kann. Der Ausdruck für die *Hauptschubspannung* (siehe Abb. 1) lautet

$$\tau_2 = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \frac{a}{4\cos 2\alpha} \qquad 3\,a$$

und der Ausdruck für die *mittlere Spannung* ergibt sich dann

$$\sigma_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} = \left(\frac{b}{a} - \frac{a}{4\cos^2 2\alpha}\right) \cdot \frac{\sigma_Z}{2}. \qquad 3\,b$$

Aus Gl. 3 a, 3 b erhält man dann die größte *Gebirgsdruckspannung*

$$\sigma_3 = -\left[\frac{a}{4\cos 2\alpha}\left(\frac{a}{2\cos 2\alpha} + 1\right) - \frac{b}{2a}\right]\sigma_Z \qquad 4\,a$$

und die zu σ_3 senkrechte Hauptnormalspannung σ_1 ($\sigma_1 > \sigma_3$ algebraisch)

$$\sigma_1 = -\left[\frac{a}{4\cos 2\alpha}\left(\frac{1}{2\cos 2\alpha} - 1\right) - \frac{b}{2a}\right]\sigma_Z. \qquad 4\,b$$

Die Spannungen sind, wie erwähnt, Funktionen des Bruchwinkels und der Materialfestigkeit. Den Kluftwinkel haben wir (3) mit Hilfe der statistischen Kluftmessung (6) ermittelt. Wir haben auf S. 86 unserer Arbeit (3) auch auf den Gleitwinkel der Gleitlinien hingewiesen, der unter großen allseitig gleichen Drücken an Stelle der Klüfte entsteht. In der erwähnten Arbeit (3) haben wir versäumt, die sehr wichtige Ermittlung der Gleitwinkel nach der Gefügekunde von *Sander* (7) zu behandeln. Die Theorie ändert sich zwar nicht, die wichtige Ermittlung der zusammengehörigen Winkel wird nach *Sander* bedeutend vertieft. Der Winkel $2\,\alpha$ in Gl. 3 und 4 entspricht dem in Abb. 1 eingetragenen Winkel. Die Spannungen τ_2 und σ_m in Gl. 3 a, 3 b werden für den Winkel $2\,\alpha = \pi/2$ unendlich groß. Bei großen allseitigen Drücken bzw. bei großen Winkel $2\,\alpha$ liefert also die Berechnung mit Hilfe der Hüllparabel Werte, welche die im Gebirge wirklich vorkommenden um ein Vielfaches überschreiten. Deshalb wird hier die gleiche Berechnung mit Hilfe einer transzendenten Funktion als Grenzbedingung durchgeführt, die im Bereich der großen allseitigen Drücke zwei zur σ-Achse parallele Asymptoten nach Abb. 1 hat. Eine solche Hüllkurve stimmt besser mit den Versuchsergebnissen überein.

Da der Zugversuch eines spröden Stoffes schwer gelingt, haben wir vorgeschlagen, nach *Leon* (8) aus der Kenntnis der Druckfestig-

keit σ_D und des entsprechenden Bruchwinkels α_D die Zugfestigkeit σ_Z zu berechnen. Dieser Ausdruck ergibt sich aus Gl. 1 und 2 für spezielle Werte $\sigma_1 = 0$, $\sigma_3 = -\sigma_D$, $\alpha = \alpha_D$ zu

$$c = \sigma_D/\sigma_Z = \operatorname{cotg}^4 \alpha_D - 1. \qquad 5$$

Wie weit die nach Gl. 5 berechneten Werte mit der Wirklichkeit übereinstimmen, ist insbesondere bei Gesteinen noch nicht genügend geklärt. Zur Bestimmung der Zugfestigkeit schlagen wir vor, nach *Schaden* (9) die Zugfestigkeit aus der Verdrehungsfestigkeit zu ermitteln. Außerdem ergibt sich noch eine Möglichkeit, aus der Grenzbedingung die Zugfestigkeit rechnerisch zu ermitteln, wie weiter unten mitgeteilt wird.

In der schon genannten Arbeit (3) wurden auch die Gültigkeitsgrenzen dieser Berechnungsmethode gegenüber der geologischen Wirklichkeit besprochen. Die gleichen Grenzen gelten auch hier mit folgenden Ergänzungen: Es gibt zunächst Gesteine ohne bemerkenswerter Klüftung, die außerhalb des Bereiches dieser Arbeit fallen. Dann gibt es Gesteine mit einfachen Klüften, was die Ermittlung des Bruchwinkels bedeutend erschwert. Schließlich kommt es vor, daß in kristallinen Gesteinen nur Fließlinien als Formänderungserscheinungen hinterlassen werden, ohne merkliche Brucherscheinungen. Diese Fließlinien müssen dann zur Ermittlung des Gleitwinkels an Stelle des Kluftwinkels herangezogen werden, wobei wir die Arbeiten von *Sander* (7) berücksichtigen müssen. Dann kommen die amorphen Stoffe (wie z. B. Kohlen) vor, die keine Fließlinien hinterlassen. Über die Formänderung und Festigkeit dieser Stoffe haben wir noch keine nennenswerten Versuchsdaten. Eine Arbeitsmethode, den wirksam gewesenen Gebirgsdruck in extrem engklüftigen oder völlig zertrümmerten Gesteinen, Myloniten und Ultramyloniten, auf Grund der Korngrößenverteilungen zu berechnen, wurde von *W. J. Schmidt* ausgearbeitet (10). Sie wird derzeit von ihm an Gesteinen des neuen Semmeringtunnels praktisch erprobt.

Die zahlenmäßigen Angaben wurden den Untersuchungen der Kaverne Braz (Vorarlberg) entnommen. Für die Erlaubnis zur Veröffentlichung dieser Zahlen möchte ich Herrn Zentralinspektor des Elektrifizierungsamtes der Ö. B. B. Dipl.-Ing. *E. Traeg* bestens danken.

2. Die Grenzbedingung als transzendente Funktion.

Nachfolgend werden wir eine Grenzbedingung aufstellen, die nach Abb. 1 zwei zur σ-Achse parallele Asymptoten hat. Hiemit wird der Nachteil der Hüllparabel behoben, die im Gebiete der großen allseitigen Drücke bzw. bei Winkeln 2α, die sich dem Betrag von 90^0 nähern, unendlich große Spannungen liefert. Da bei der statistischen

Kluftmessung Winkel von etwa $2\alpha = 80^0$ und größer ermittelt wurden, ist es notwendig eine Grenzbedingung nach der in Abb. 1 dargestellten Forderung aufzustellen.

Um zu einer entsprechenden Grenzbedingung zu gelangen, betrachten wir die Diff.-Gl. 2: Wenn wir den Ausdruck $\mathrm{tg}\alpha$ als Funktion der Grenzspannungen σ_1, σ_3 kennen würden, dann könnten wir durch Integration eine Grenzbedingung erhalten. Außerdem ist diese Problemstellung deshalb günstig, da es einfacher ist, eine Abhängigkeit zwischen dem Bruchwinkel α und den Grenzspannungen σ_1, σ_3 aufzustellen, als unmittelbar eine entsprechende Grenzbedingung mathematisch auszudrücken.

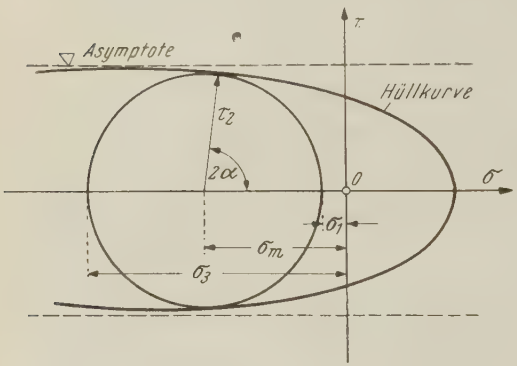


Abb. 1. Hüllkurve mit zwei zur σ-Achse parallelen Asymptoten.

Wir versuchen mit dem folgenden Ansatz, der die Verbindung zwischen dem Bruchwinkel α und der Grenzspannung σ_3 liefert, zu arbeiten:

$$\mathrm{tg}\alpha = -\mathfrak{Tg}\frac{\sigma_3}{\sigma^*},\ \sigma_3 \leqq 0 \qquad 6$$

wobei σ^* eine Spannungskonstante ist. Allgemeiner wäre $\mathrm{tg}\alpha = -\mathfrak{Tg}\,(\sigma_3/\sigma^*) + \mathrm{tg}\alpha_Z$ zu nehmen $\sigma_3 \gtreqless 0$, so daß für $\sigma_3 = 0\ \alpha = \alpha_Z \neq 0$ wird.

Wir möchten zunächst zeigen, daß der Ansatz Gl. 6 zwei Bedingungen für den Bruchwinkel spröder Stoffe genügt:

a) Für $\sigma_3 = 0$ $(\sigma_1 = +\sigma z)$ ergibt sich nach Gl. 6 $\mathrm{tg}\alpha = 0$ bzw. $\alpha = 0^0$, also der *Trennbruch,* was mit Versuchen an spröden Stoffen übereinstimmt;

b) für $\sigma_3 = -\infty$ ergibt sich nach Gl. 6 $\mathrm{tg}\alpha = +1$ bzw. $\alpha = \pi/4$; das bedeutet, daß sich die spröden Stoffe unter sehr hohen allseitigen Drücken wie bildsame Metalle verhalten, was mit den Versuchen übereinstimmt.

Wir möchten noch Gl. 6 mit den Ergebnissen Gl. 1 und 2 nach der Hüllparabel vergleichen; dort ist

$$\mathrm{tg}^2\alpha = \frac{2(\sigma_1 - \sigma_3) - a\,\sigma_Z}{2(\sigma_1 - \sigma_3) + a\,\sigma_Z}, \qquad 7$$

bzw. nach der Umformung

$$\cos 2\alpha = \frac{a\sigma_Z}{2(\sigma_1 - \sigma_3)} = \frac{a\sigma_Z}{4\tau_2}. \qquad 8$$

Nach Gl. 8 liefert erst eine unendlich große Hauptschubspannung $\tau_2 = \infty$ einen Winkel $\alpha = \pi/4$. Aus Gl. 24 werden wir später sehen, daß der Winkel $\alpha = \pi/4$ für eine endlich große Hauptschubspannung $\tau_2 = (\sigma_Z + \sigma^*)/2$ folgt. Wir erwarten also einige Vorteile des neuen Ansatzes Gl. 6 gegenüber der Hüllparabel Gl. 1.

Aus Gl. 6 und 2 ergibt sich eine einfache Differentialgleichung zu

$$d\sigma_1 = \mathfrak{Tg}^2(\sigma_3/\sigma^*) \cdot d\sigma_3. \qquad 9$$

Nach der Integration, mit C als Integrationskonstante, folgt

$$\sigma_1 = -\sigma^* \mathfrak{Tg}(\sigma_3/\sigma^*) + \sigma_3 + C. \qquad 10$$

Die Konstanten C und σ^* werden aus den folgenden Bedingungen berechnet:

a) Für $\sigma_3 = 0$ ergibt sich $\sigma_1 = +\sigma_Z$ bzw. nach Gl. 10

$$C = \sigma_Z. \qquad 11$$

b) Für $\sigma_1 = 0\ \sigma_3 = -\sigma_D$ ergibt sich aus Gl. 6 $\operatorname{tg}\alpha_D = +\mathfrak{Tg}(\sigma_D/\sigma^*)$ bzw.

$$\sigma^* = \frac{\sigma_D}{\mathfrak{Ar}\,\mathfrak{Tg}(\operatorname{tg}\alpha_D)}. \qquad 12$$

Mit den Konstanten Gl. 11 und 12 lautet die Grenzbedingung Gl. 10

$$\sigma_1 = \sigma_3 - \sigma^* \mathfrak{Tg}\frac{\sigma_3}{\sigma^*} + \sigma_Z,\ \sigma^* = \frac{\sigma_D}{\mathfrak{Ar}\,\mathfrak{Tg}(\operatorname{tg}\alpha_D)}. \qquad 13$$

Gl. 13 stellt die neue Grenzbedingung dar, die durch eine transzendente Funktion ausgedrückt ist.

Gl. 13 und 6 bieten noch eine Möglichkeit für die Berechnung der Konstante σ^*. Aus diesen zwei Gleichungen ergibt sich zunächst

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \sigma^* \operatorname{tg}\alpha + \sigma_Z \qquad 14a$$

Für den Sonderfall der einachsigen Druckfestigkeit $\sigma_3 = -\sigma_D$, $\sigma_1 = 0$, $\alpha = \alpha_D$ ergibt sich aus Gl. 14 a der Ausdruck für σ^* zu

$$\sigma^* = \frac{\sigma_D - \sigma_Z}{\operatorname{tg}\alpha_D} = \frac{c-1}{\operatorname{tg}\alpha_D} \cdot \sigma_Z. \qquad 14$$

Der Vorteil der Gl. 12 gegenüber der Gl. 14 ist, daß man in Gl. 12 nur die Größen σ_D und α_D benötigt, während in Gl. 14 noch σ_Z hinzukommt, also muß auch die Zugfestigkeit bekannt sein. Für $c = 1$

wird nach Gl. 14 $\sigma^* = 0$. Damit ergibt sich nach Gl. 13 die spezielle Grenzbedingung nach der Hauptschubspannung: $\sigma_1 - \sigma_3 = \sigma_Z$.

Die rechnerische Ermittlung der Zugfestigkeit, wenn σ_D und α_D bekannt sind, erfolgt aus Gl. 13 mit $\sigma_1 = 0$ und $\sigma_3 = -\sigma_D$

$$-\sigma_D + \sigma_Z + \sigma^* \operatorname{Tg} \frac{\sigma_D}{\sigma^*} = 0. \tag{15a}$$

Aus Gl. 6, 12 und 15 a ergibt sich

$$\sigma_Z = \sigma_D \left(1 - \frac{\operatorname{tg} \alpha_D}{\operatorname{Ar} \operatorname{Tg} (\operatorname{tg} \alpha_D)}\right). \tag{15}$$

Aus dieser Gleichung ergibt sich leicht die Zahl $c = \sigma_D/\sigma_Z$ zu

$$c = \frac{\sigma_D}{\sigma_Z} = \frac{1}{1 - \frac{\operatorname{tg} \alpha_D}{\operatorname{Ar} \operatorname{Tg} (\operatorname{tg} \alpha_D)}}. \tag{16}$$

Nachfolgend werden wir einige Sonderfälle der Gl. 13 besprechen.

a) Zunächst möchten wir wissen, wie groß die allseitig *gleiche* Zugfestigkeit σ_{AZ} ist, die wir als *Kohäsionsfestigkeit* definiert haben (11). Mit $\sigma_1 = \sigma_3 = \sigma_{AZ}$ erhalten wir aus Gl. 13

$$\sigma_{AZ} = \sigma^* \cdot \operatorname{Ar} \operatorname{Tg} \frac{\sigma_Z}{\sigma^*}. \tag{17}$$

Wir werden später aus den Zahlenbeispielen sehen, daß bei den spröden Stoffen $\sigma_Z \ll \sigma^*$ ist. Dann kann näherungsweise $\operatorname{Ar} \operatorname{Tg}(\sigma_Z/\sigma^*) \simeq \sigma_Z/\sigma^*$ gesetzt werden, womit wir dann aus Gl. 17 erhalten

$$\sigma_{AZ} \simeq \sigma_Z. \tag{18}$$

Bei der Ableitung der Gl. 1 hat *Leon* (3) $\sigma_{AZ} = \sigma_Z$ vorausgesetzt, während sich dieser Ausdruck aus Gl. 13 ableiten läßt. Gl. 18 stellt die (nach *Leon:* gebietsweise) Unabhängigkeit der Zerreißspannung vom Spannungszustand dar, was früher — in der Erwartung ihrer allgemeinen Gültigkeit — Hauptnormalspannungs*theorie* genannt wurde. Siehe (12).

b) Weiter wollen wir aus Gl. 13 die Verdrehungsfestigkeit $\sigma_1 = -\sigma_3 = \tau_V$ berechnen. Wir erhalten dann folgende transzendente Gleichung

$$2\tau_V = \sigma^* \operatorname{Tg} \frac{\tau_V}{\sigma^*} + \sigma_Z. \tag{19}$$

Da bei spröden Stoffen auch $\tau_V \ll \sigma^*$ ist, so folgt aus Gl. 19 mit $\operatorname{Tg}(\tau_V/\sigma^*) \simeq \tau_V/\sigma^*$ bzw.

$$\tau_V \simeq \sigma_Z. \tag{20}$$

Dieses Ergebnis stimmt mit *Leon* (4) für $c > 4{\cdot}83$ überein.

c) Gl. 13 liefert einen besonders einfachen Ausdruck für die *Reibung* fester oder kohäsionsloser Stoffe. Es wird in der Literatur die innere Reibung durch den Ausdruck $\mu = -\tau/\sigma$ definiert [siehe z. B. *Nadai* (13), S. 484, oder beim Verfasser (14)]. Man kann diesen Ausdruck verallgemeinern, indem wir statt τ/σ den Differentialquotienten $d\tau/d\sigma$ annehmen. Dann ergibt sich nach Verfasser (5) der Ausdruck

$$\mu = \frac{d\tau}{d\sigma} = \mp \frac{1 - \sigma_1}{2\sqrt{\sigma'_1}}, \quad \sigma_1 = d\sigma_1/d\sigma_3. \tag{21}$$

Aus Gl. 13 und 21 ergibt sich dann der Ausdruck für die Reibung zu

$$\mu = \frac{d\tau}{d\sigma} = \mp \frac{1}{\operatorname{Sin} 2\frac{\sigma_3}{\sigma^*}} \tag{22}$$

Nun einige kritische Bemerkungen zu Gl. 13. An der Stelle $\sigma_3 = 0$, $\sigma_1 = \sigma_Z$ hat diese Grenzkurve wohl eine waagrechte Tangente, anderseits auch einen Wendepunkt. Hiemit ist unsere Forderung (5), daß jede Grenzkurve die zweite Ableitung $\sigma''_1 = d^2\sigma_1/d\sigma_3^2 < 0$ ständig haben muß, nicht erfüllt. Deshalb fällt der Punkt $\sigma_1 = \sigma_3 = \sigma_{AZ}$ nach Gl. 17 *außerhalb* der Hüllkurve, was auf Grund unserer Überlegungen (5, 11) nicht zutreffend sein dürfte. Die Grenzbedingung Gl. 13 ist jedoch brauchbar, da sie gegenüber der Hüllkurve einige Vorteile aufweist, wie Stetigkeit und Endlichkeit der Hauptschubspannungen bei sehr großen Hauptnormalspannungen.

Die Gleichung der *Asymptote* der Gl. 13 erhält man am besten über die Transformationsgleichungen

$$\sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_3)/2, \quad \tau_2 = (\sigma_1 - \sigma_3)/2, \tag{23}$$

bzw.

$$\sigma_{1,3} = \sigma_m \pm \tau_2.$$

Dann erhält man aus Gl. 13

$$2\tau_2 = \sigma_Z - \sigma^* \operatorname{\mathfrak{Tg}} \frac{\sigma_m}{\sigma^*} \left(1 - \frac{\tau_2}{\sigma_m}\right). \tag{24}$$

Wenn nun $\sigma_m \to -\infty$ strebt, dann folgt $\operatorname{\mathfrak{Tg}}(-\infty) = -1$. Hiemit ergibt sich die Gleichung der Asymptote

$$\tau_2 = (\sigma_1 - \sigma_3)/2 = (\sigma_Z + \sigma^*)/2, \tag{25 a}$$

$$\sigma_1 = \sigma_3 + (\sigma_Z + \sigma^*). \tag{25}$$

Für die Berechnung des Gebirgsdruckes ist es wichtig, die Hauptnormalspannungen σ , σ_3 als Funktion des Bruchwinkels (bzw. Kluftwinkels) α auszudrücken. Aus Gl. 6 ergibt sich sofort der Ausdruck

für den *größten Gebirgsdruck* im Fels

$$\boxed{\sigma_3 = -\sigma^* \operatorname{Ar}\mathfrak{Tg}(\operatorname{tg}\alpha).} \qquad 26\,a$$

Aus Gl. 13, 26 a und 6 ergibt sich dann die Hauptnormalspannung σ_1, die zu σ_3 senkrecht steht.

$$\sigma_1 = -\sigma^*[\operatorname{Ar}\mathfrak{Tg}(\operatorname{tg}\alpha) - \operatorname{tg}\alpha] + \sigma_Z. \qquad 26\,b$$

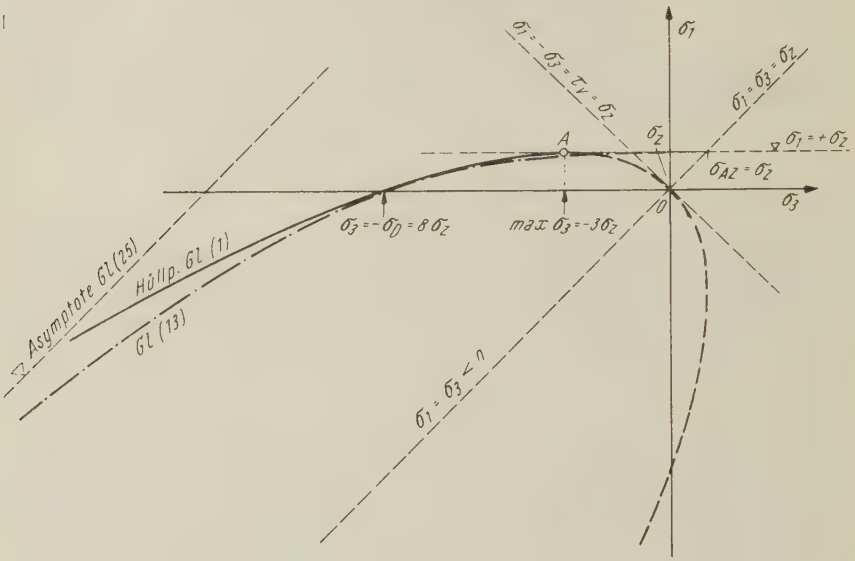


Abb. 2. Vergleich der Grenzbedingungen Gl. 1 und Gl. 13 für c = 8.

In Abb. 2 haben wir die Kurven Gl. 1 und 13 gezeichnet. Dabei haben wir für $c = 8$ gewählt. Nach Gl. 1 ist für $c = 8 : a = 8$, $b = 0$; $\max \sigma_3 = -3\sigma_Z$, $\max o = \sigma_Z$. In diesem Maximumspunkt A hört die Gültigkeit der Parabel auf, so daß weiter nach rechts vom Punkt A nur eine Gerade $\sigma_1 = \sigma_Z$ gilt. Diese Unstetigkeit in den Ableitungen hat *Leon* (4) erhalten, als er verlangt hat, daß die Hüllkurve für $c \geq 3$ durch den Kreis $\sigma_1 = \sigma_Z$ $\sigma_3 = 0$ (also für den Spannungskreis der einachsigen Zugfestigkeit) ständig berührt werden muß. Die neue Kurve Gl. 13 geht stetig bis zum Punkt $\sigma_1 = \sigma_Z$ $\sigma_3 = 0$, ohne aus zwei Kurven zusammengesetzt zu sein. Für $c = 8$ ergibt sich nach Gl. 16 $\operatorname{tg}\alpha_D = 0{\cdot}58124$ bzw. $\alpha_D = 30^0\,10'$. Nach Gl. 12 folgt dann $\sigma^* = 12{\cdot}043\,\sigma_Z$ und nach Gl. 25 die Asymptote $\sigma_1 = \sigma_3 + 13{\cdot}043\,\sigma_Z$. Aus Abb. 2 sieht man, daß die Hüllparabel Gl. 1 in dritten Quadranten bald immer größere Werte liefert als Gl. 13.

Wir werden nachfolgend unsere Gleichungen auf einen Fall aus der Praxis anwenden, nämlich auf die Kaverne Braz (Vorarlberg). Das Gestein aus diesem Gebiet hat eine durchschnittliche Druckfestigkeit von 1215 kg/cm². Aus dem Druckversuch ergibt sich auch $\operatorname{tg}\alpha_D = 0{\cdot}379$. Wir erhalten dann nach Gl. 12 die Konstante

$$\sigma^* = 1215/\mathfrak{Ar}\,\mathfrak{Tg}\,0{\cdot}379 = 1215/0{\cdot}3885 = 3120\ \text{kg/cm}^2$$

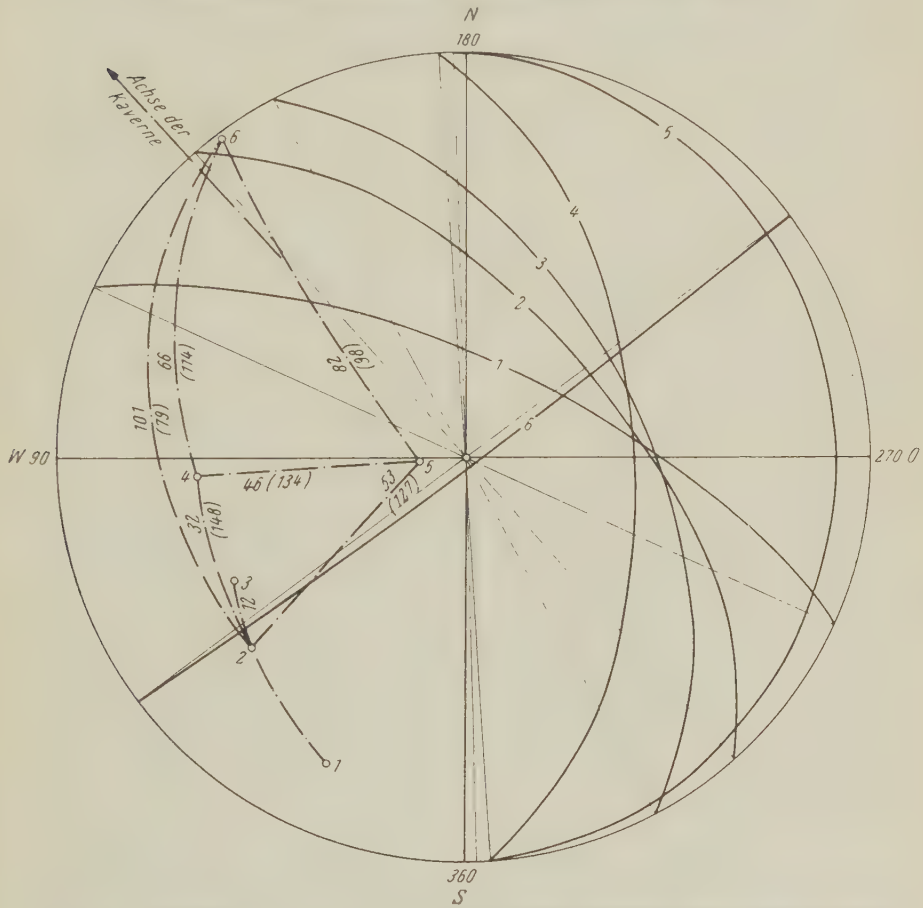


Abb. 3. Sondierstollen der Kaverne Braz (Vorarlberg), Stationierung 215,0—220,0. (Nach L. Müller, Salzburg.)
Maxima: 1 = 24/71; 2 = 48/59; 3 = 62·54; 4 = 86 55; 5 = 89·9; 6 = 143/88.
Besetzungsmaß: $B_a = (95\times4):201 = 1{,}89$; $B_b = (19\times4):201 = 0{,}38$; $B_c = (43\times4):201 = 0{,}86$; $B_d = (25\times4):201 = 0{,}50$.

Die Zugfestigkeit ergibt sich nach Gl. 15 zu

$$\sigma_Z = 1215(1 - 0{\cdot}379/0{\cdot}3885) = 29{\cdot}1\ \text{kg/cm}^2.$$

Die Zugfestigkeit nach der Hüllparabel G. 5 beträgt mit $\operatorname{cotg}\alpha_D = 3{\cdot}17$

$$\sigma_Z = 1215(3{\cdot}17^4 - 1) = 25{\cdot}6\ \text{kg/cm}^2.$$

Die beiden Zugfestigkeiten unterscheiden sich um 12%. Die Zahl c beträgt

$$\text{nach Gl. 16} \quad \ldots \quad c = 1215/29{\cdot}1 = 41{\cdot}7,$$
$$\text{nach Gl. 5} \quad \ldots \quad c = 1215/25{\cdot}6 = 47{\cdot}5.$$

Diese verhältnismäßig großen Zahlen bedeuten, daß das Material sehr spröde ist. Weiterhin beträgt der Quotient

$$\sigma_Z/\sigma^* = 29{\cdot}1/3120 = 0{\cdot}00923.$$

Man kann also ohne weiteres statt $\mathfrak{Ar}\,\mathfrak{Tg}(\sigma_Z/\sigma^*)$ nur das Argument σ_Z/σ^* nehmen. Dann gelten die Gl. 18 und 20: $\tau_V = \sigma_{AZ} \backsimeq \sigma_Z$. Gl. 25 der Asymptote lautet

$$\sigma_1 - \sigma_3 = 3149 \text{ in kg/cm}^2.$$

Die Berechnung der Gebirgsspannungen wird mit Hilfe der Lagekugel Abb. 3 durchgeführt, aus der wir den Kluftwinkel 2α entnehmen. Die Punkte 1 bis 6 liefern die räumlichen Lagen der Klüfte, die aus statistischen Messungen ermittelt wurden. Wir werden hier folgende zwei Fälle besprechen:

a) Zunächst die Klüfte 5—6 mit $2\alpha = 82^0$. Das ist ein sehr großer Kluftwinkel, so daß wir behaupten können, daß sehr große — ja gebirgsbildende — Kräfte hier einmal geherrscht haben. Da sich der Bergkamm ungefähr Ost—West erstreckt, so steht der Winkel 2α zum *Bergrand offen*. In einem schon *beruhigten* Gebirge sind keine nennenswerten Kräfte aus dieser Richtung zu erwarten. Mit $2\alpha = 82^0$ und $\sigma_D = -1215$ kg/cm^2 ergeben sich nach der Hüllparabel Gl. 4 unwahrscheinlich große Spannungen: $\sigma_3 = -154$ t/m^2, $\sigma_1 = -10{\cdot}6$ t/m^2. Durchaus wahrscheinlicher sind die Spannungen nach Gl. 26 mit $\mathrm{tg}41^0 = 0{\cdot}8693$, $\mathfrak{Ar}\,\mathfrak{Tg}\,0{\cdot}8693 = 1{\cdot}33021$: $\sigma_3 = -41{\cdot}5$ t/m^2, $\sigma_3 = -14{\cdot}1$ t/m^2. Wie wir nun sehen, wird für große Winkel 2α, die sich der Grenze von 90^0 nähern, die Anwendung der Gl. 26 an Stelle der Gl. 4 empfohlen.

b) Die derzeitige Wirkung des Gebirgsdruckes bei der Kaverne Braz wurde von Geologen ungefähr von Osten nach Westen abgeschätzt. Das stimmt mit den Feststellungen des Verfassers über die Kraftwirkung und Verteilung der Masse des Gebirgsmassivs überein. Dieser Richtung entsprechen die Klüfte 2—5 mit dem Kluftwinkel $2\alpha = 53^0$. Nach der Hüllparabel Gl. 4 ergeben sich die Hauptnormalspannungen im Gebirge: $\sigma_3 = -1590$ kg/cm^2, $\sigma_1 = -74$ kg/cm^2. Nach Gl. 26 folgt $\sigma_3 = -1708$ kg/cm^2, $\sigma_1 = -123$ kg/cm^2. Man sieht, daß sich für die kleineren Kluftwinkel keine nennenswerten Unterschiede ergeben.

3. Das auf Innen- und Außendruck beanspruchte Rohr.

Wie schon erwähnt, hat die Grenzbedingung Gl. 13 gegenüber der Hüllparabel Gl. 1 den Vorteil, daß sie eine stetige Funktion mit stetigen Ableitungen ist. Sie ermöglicht also die Berechnung der Spannungen in einem plastisch verformten Körper. Wir werden nachfolgend mit Gl. 13 die Spannungen in einem dickwandigen, plastisch verformten Rohr berechnen. Die Gleichgewichtsbedingung lautet bekanntlich [siehe z. B. *Nadai* (15) oder bei Verfasser (16)]

$$\sigma_t - \sigma_r = r \cdot \frac{d\sigma_r}{dr}. \qquad 27$$

σ_t ist die Tangentialspannung, σ_r die Radialspannung, r der veränderliche Halbmesser. σ_r und σ_t sind in diesem Fall die Hauptnormalspannungen. Die Grenzbedingung Gl. 13 lautet dann

$$\pm(\sigma_t - \sigma_r) = \sigma_Z - \sigma^* \operatorname{Tg} \frac{\sigma_r}{\sigma^*}. \qquad 28$$

Dabei gilt das positive Vorzeichen für das Rohr auf Innendruck, das negative für Außendruck. Setzen wir Gl. 27 in 28 ein, dann ergibt sich die Differentialgleichung.

$$\pm r \cdot \frac{d\sigma_r}{dr} = \sigma_Z - \sigma^* \operatorname{Tg} \frac{\sigma_r}{\sigma^*}. \qquad 29$$

Das Integral der Gl. 29 lautet nach der Trennung der Veränderlichen [siehe z. B. *Gröbner* und *Hofreiter* (17), S. 146, Gl. 20 a].

$$-\frac{\sigma^{*2}}{\sigma^{*2} - \sigma^2_Z}\left[\frac{\sigma_Z \sigma_r}{\sigma^{*2}} + \ln\left(\sigma_Z \operatorname{Cos}\frac{\sigma_r}{\sigma^*} - \sigma^* \operatorname{Sin}\frac{\sigma_r}{\sigma^*}\right)\right] = \pm \ln Cr. \qquad 30$$

C ist die Integrationskonstante. Mit den Abkürzungen

$$m = \sigma^{*2}/(\sigma^{*2} - \sigma''^2_Z), \quad n = \sigma_Z/\sigma^* \qquad 31$$

und mit den Randbedingungen

$$r = r_i \ldots \sigma_r = 0, \; i = 1,2 \qquad 32$$

lautet Gl. 30

$$\left(\frac{r_i}{r}\right)^{(-1)^i} = \left(\operatorname{Cos}\frac{\sigma_r}{\sigma^*} - \frac{\sigma^*}{\sigma_r} \cdot \operatorname{Sin}\frac{\sigma_r}{\sigma^*}\right)^m \cdot e^{m.n\sigma_r/\sigma^*}, \; i = 1,2. \qquad 33$$

Der Exponent „i" gibt an, ob sich das Rohr unter dem Innen- (i = 2) oder Außendruck (i = 1) befindet.

Da spröde Stoffe $\sigma^* >> \sigma_Z$ haben, so folgt nach Gl. 31 $m \simeq 1$ und nach Gl. 33

$$e^{m.n\sigma_r/\sigma^*} \simeq 1.$$

Aus Gl. 33 folgt dann ein einfacher Ausdruck

$$\left(\frac{r_i}{r}\right)^{(-1)^i} = \mathfrak{Cos}\,\frac{\sigma_r}{\sigma^*} - \frac{\sigma^*}{\sigma_Z}\cdot \mathfrak{Sin}\,\frac{\sigma_r}{\sigma^*},\ i = 1,2. \qquad 34$$

Als Beispiel nehmen wir wie früher $\sigma^* = 3120\ \mathrm{kg/cm^2}$, $\sigma_Z = 29{\cdot}1\ \mathrm{kg/cm^2}$, $\sigma^*/\sigma_Z = 107{\cdot}21$, dann erhalten wir für ein Rohr auf Innendruck ($i = 2$) mit einer Wanddicke $r_2/r_1 = 10$, und zwar zwischen den Werten $\sigma_r/\sigma^* = 0{\cdot}08$ und $0{\cdot}09$ an Rand $r = r_1$

$$\sigma_r/\sigma_Z = 9{\cdot}45$$

(graphisch interpoliert). An dieser Stelle schließen die Fließ- bzw. Bruchlinien untereinander den Winkel $2\alpha = 10^0\ 17'$ ein. An der Stelle $r = r_2$ stehen sie senkrecht zum Rand [siehe (15), Abb. 9, S. 46]. Der Winkel $\alpha = 5^0\ 8'\ 30''$ befindet sich zwischen dem Halbmesser r und der Bruchlinie. Beim Rohr auf Außendruck schließt die Bruchlinie diesen Winkel mit der Tangente auf den Kreis $r = r_1$ ein. Dabei deutet dieses Bruchbild auf die *Abplattung* beim Ausbau von Tunnel- und Stollenschächten.

Literatur.

1. *Leon, A.*, und *F. Willheim*, Über die Zerstörungen in tunnelartig gelochten Gesteinen. Österr. Wochenschrift f. d. öffentl. Baudienst, H. 44 (1910); siehe auch H. 16 (1912); H. 2 (1913), u. a. — 2. *Torre, C.*, Internationale Bergbautagung in Leoben, 23. bis 27. Juni 1952. Urban-Verlag, Wien. — 3. *Torre, C.*, Geol. und Bauwesen *18* (1951), 83. — 4. *Leon, A.*, Ing. Archiv *4* (1933), 421. — 5. *Torre, C.*, Österr. Ing.-Archiv *1* (1946), 36 und 316. Schweizer Archiv f. angew. Wiss. und Technik *15* (1949), 116 und 145. — 6. *Stini, J.*, Der Geologe *38* (1925), 873. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, *1925*, 97. — 7. *Sander, G.*, Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Bd. I, 1948; Bd. II, 1950. Springer-Verlag, Wien. — 8. *Leon, A.*, Mitt. staatl. techn. Versuchsamtes, Wien, 22, 17 (1933). — 9. *Schaden, K.*, Österr. Ing. Archiv *6* (1951), 12. — 10. *Schmidt, W. J.*, Überblick über einige neue Arbeiten aus Österreich. Z. d. Deutschen Geol. Ges. 102/II (1951), 311. — 11. *Torre, C.*, Z. angew. Math.-Mech. *31* (1951), 275. — 12. *Torre, C.*, Die Anstrengung des Materials. Z. Österr. Ing. u. Arch.-Vereins *95* (1950), 41. — 13. Handbuch der Physik, Bd. VI. Aufsatz von *A. Nadai:* Plastizität und Erddruck. Springer-Verlag, 1928. — 14. *Torre, C.*, Der Spannungszustand in einem schweren Erdkörper. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, Mathem.-Naturw.-Klasse. Abteilung II a, Bd. 156, Heft 9 und 10 (1947). — 15. *Nadai, A.*, Der bildsame Zustand der Werkstoffe. J. Springer, 1947. Theory of Flow and Fracture of Solids. McGraw-Hill Book Comp., 1950. — 16. *Torre, C.*, Österr. Ing.-Archiv *1* (1946), 36. — 17. *Gröbner, W.*, und *N. Hofreiter*, Integraltafel, I. Teil. Springer-Verlag, Wien, 1949.

Aus dem Institut für technische Geologie der Technischen Hochschule Graz.

Der steirische Vulkanbogen als magmatische Provinz.

Von

A. Hauser.

Mit 1 Übersichtskarte.

(Eingelangt am 7. März 1953.)

Im ehemals südsteirischen Raum befinden sich im Bereich der in die Tiefe tauchenden Kalk- und Zentralalpen die Vulkangebiete der Drau—Save-Falten und des Bachers. Im Südosten Steiermarks ist — sicherlich nicht durch Zufall in der Nachbarschaft von Grundgebirgsaufbrüchen — das Vulkangebiet von Gleichenberg. Zwischen beide Vulkangebiete schiebt sich das in jüngster Zeit festgestellte Vulkangebiet Mureck—Retznei. Damit verringert sich die Lücke, die bisher zwischen den erstgenannten Vulkangebieten bestand. Zunehmend zeichnet sich ein geschlossener Bogen von einstigem Vulkanismus ab [1]. Das Kartenbild als rein zeichnerische Darstellung der Gesteinsvorkommen drängt dadurch allein schon zur Frage der Zusammengehörigkeit der Vulkangebiete.

Die Frage nach der tatsächlichen Existenz einer magmatischen Provinz hat im besonderen der in den Gesteinen fixierten Verwandtschaft der Magmen an Hand der quantitativ-chemischen Analysen nachzugehen. Leider stehen derartige Unterlagen in den zu besprechenden Gebieten nur in beschränkter Zahl zur Verfügung. Dem petrochemischen Vergleich sind demnach gegenwärtig noch immer gewisse Grenzen gesetzt. Dafür bestehen jedoch für die meisten Gebiete in zahlreichen qualitativen und teilweise quantitativen Gesteinsbeschreibungen wesentliche Grundlagen. Ebenso hat in allen Abschnitten die zeitliche Stellung des Vulkanismus vielfältige Beachtung gefunden.

Das auffällige Zusammendrängen des Vulkanismus in einem tektonisch kritischen Bereich ist ferner als eine kaum als Zufall anzusehende Erscheinung festzuhalten.

[1] Man muß berücksichtigen, daß dies in einem Raume der Fall ist, in dem an und für sich in weiten Bereichen infolge der Verhüllung durch jüngere Ablagerungen ungünstige Beobachtungsmöglichkeiten bestehen und vielfach nur der Zufall zu Hilfe kommen kann.

A. Die Beziehungen zwischen den Vulkangebieten Mureck-Retznei und Bacher bzw. Drau-Save-Falten.

Von den Ergußgesteinen des Bachers liegen nur wenige, von jenen der Drau—Save-Falten keine modernen Analysen vor. Es stehen jedoch zahlreiche, wenn auch vorwiegend qualitativ minera-

Abb. 1.

logische Beschreibungen zur Verfügung. Es dürfte sich erübrigen auf sie im einzelnen einzugehen. Einen Überblick über die nicht wenigen, speziell das Bachergebiet betreffenden Arbeiten gibt *Dolar Mantuani.*

Die Beschreibung des Dazites von Saldenhofen durch *Heritsch*, die Beschreibung des allgemeinen Bildes der Bacher Dazite durch

Kieslinger und die eingehende Darstellung durch *Dolar Mantuani* zeigen bis in Einzelheiten die Übereinstimmung mit dem Dazit von Mureck. Die im Gebiet von Mureck beobachtbaren Übergänge vom Dazit zum Andesit beschreibt *Dolar Mantuani* in gleicher Weise vom Bacher. Der Dazit von Mureck gehört nach *Niggli* in die granodioritische Magmengruppe (farsunditischer Magmatypus). Bei der Einordnung des Dazites vom Vrhnik nach *Tröger* kam *Dolar Mantuani* zur selben Magmagruppe. Der Biotitandesit von Retznei ist noch am ehesten als peléeitisch-tonalitischer Magmatypus einzureihen. Zu dieser Stellung kommt man auch, wenn man die möglicherweise durch Zersetzung bedingten Mängel der Analyse berücksichtigt. Durch die Zugehörigkeit dieses Magmatypus zur quarzdioritischen Magmengruppe besteht auch für den Andesit die petrochemische Verwandtschaft mit den Gesteinen des Bachers.

Meines Erachtens bestehen kaum Zweifel, daß allein auf Grund des Gesteinsbestandes der Vulkanismus Mureck—Retznei mit jenem des Bachers übereinstimmend gesehen werden darf.

Wieweit besteht Übereinstimmung zwischen Mureck—Retznei und der Drau—Save-Zone? Anläßlich der Beschreibung des Biotitandesites von Retznei wurde auf dessen petrographische Übereinstimmung mit Andesiten der Drau—Save-Zone hingewiesen. Die petrographischen Unterlagen von dort sind dürftig. Soweit umfassendere Beschreibungen vorliegen, sind sie qualitativer Art. Im allgemeinen ist von andesitisch-dazitischen Gesteinen die Rede (*Hatle:* Mitt. d. Naturw. Vereines f. Stmk. 1880). Für den petrochemischen Vergleich fehlen moderne Analysen. In der Literatur wird zwar vom pazifischen Charakter des Magmas gesprochen, doch gründet sich diese Aussage meist nicht auf petrochemische Untersuchungen, sondern ist in der Regel aus der Tektonit des Gebietes (Geosynklinale Faltenzone) abgeleitet. Allein die Tatsache, daß derselbe Magmencharakter auch im tektonisch anders gesehenen Raum von Mureck vorhanden ist, läßt einen solchen Schluß nicht zwingend erscheinen. Es sei nicht unerwähnt, daß die Aufnahmsgeologen *(Dreger, Teller)* seinerzeit den Vulkanismus auch im Gebiet der Drau—Save-Zone mit Bruchlinien in Zusammenhang angenommen haben. Das geographische Bild, d. i. die räumliche Anordnung der vulkanischen Vorkommen von Westen nach Osten spricht für diese Auffassung [1]. Fünf ältere Analysen von *Kispatic* aus dem Drau—Save-Gebiet ordnen den andesitisch-dazitischen Vulkanismus zum granodioritischen Magma. Dadurch ist der petrochemische Anschluß des Vulkanismus

[1] *Winkler:* „Die tertiären Eruptiva am Ostrande der Alpen", Zeitschr. f. Vulkanologie, 1927, spricht von langgestreckten Spaltergüssen.

der Drau—Save-Zone an jenen des Bachers und von Mureck—Retznei gegeben. Zu bemerken ist, daß eine quarzdioritische Magmengruppe auch von den Andesiten des im Osten des Drau—Save-Gebietes gelegenen Meczekgebirge beschrieben ist.

Wie steht es mit den zeitlichen Beziehungen des Vulkanismus? *Zurga, Winkler* und *Kieslinger* haben sich zuletzt zur Altersfrage der Dazite des Bachers geäußert. Nach *Zurga* scheint die eruptive Tätigkeit in Form von Gangstielen bis in spät- und nachmiozäne Zeit fortgedauert zu haben. *Kieslinger* spricht davon, daß die Ergüsse sicher teils älter, teils gleich alt mit dem vermutlich helvetischen Tertiär am Nordrand des Bachers sind. *Winkler* schreibt in der Geologie von Österreich (S. 426) von der Wende Oligozän-Miozän. Man hat jedoch bei den Beschreibungen den Eindruck, daß die Lage mit den bestehenden Aufschlüssen bisher kaum eindeutig entscheidbar war. *Winkler* erwähnt, daß auf paläontologischem Weg das Alter der in Betracht kommenden Schichten noch nicht bestimmbar war. Für den Vulkanismus der Drau—Save-Falten nimmt *Winkler* in den älteren Arbeiten untermiozänes Alter an. In der Arbeit aus dem Jahre 1944 spricht er im Anschluß an die Beschreibung einer biotitführenden Zwischenschaltung im Leithakalk von Mureck davon, daß diese ein Hinweis für die Fortdauer vulkanischer Ausbrüche auch noch im Torton ist und erwähnt in diesem Zusammenhange von *Tornquist* festgestellte Tuffeinschaltungen im Leithakalk südlich Rann a. d. Save (also Drau—Save-Zone) und die Beschreibung tuffitischer Einlagerungen durch *Vendl* in den Leithakalken von Kroisbach am Neusiedlersee. Die Vergesellschaftung der Eruptiven mit Leithakalk in der Drau—Save-Zone haben seinerzeit auch *Teller* und *Dreger* festgestellt. Vom Andesit in Retznei konnte zufolge des günstigen Aufschlußbildes eindeutig gesagt werden, daß der Andesit infolge der Einschaltung im Mergel über dem Leithakalk zumindest in das Torton zu stellen ist, wenn nicht noch jüngeres Alter in Betracht kommt. Der Andesit im Mergel über dem Leithakalk im Mureck spricht im selben Sinne.

Die Gegenüberstellung Mureck—Bacher — Drau—Save-Zone zeigt demnach:

1. Die Effusiven von Mureck und Bacher stimmen petrographisch und petrochemisch überein. Die obere Begrenzung des Alters zeigt mit Ausnahme bei *Zurga* noch die Zeitdifferenz Torton gegen Helvet. Dieser Unterschied darf jedoch schon so gering angesehen werden, daß der Vulkanismus positiv verglichen werden kann, und zwar um so mehr als im Bacher in der Altersfrage allem Anscheine nach nicht eine zweifelausschließende Entscheidung vorliegt.

2. Für die Effusiven von Mureck und der Drau-Save-Zone besteht zeitliche Übereinstimmung. Nach den Analysen von Kispatic scheint auch die petrochemische Verwandtschaft gegeben. Als Gesteinsbestand sind hier wie dort Andesite und Dazite beschrieben.

3. Eine Schwierigkeit scheint nur das tektonische Bild zu bieten. Eine als Einheit manifestierte magmatische Provinz soll die dinarisch-alpine Grenze überschreiten und aus einem Falten- in ein Schollenland reichen. Die enge Nachbarschaft der Vulkangebiete ist dabei eine nicht übersehbare Besonderheit. Sie ist so ausgeprägt, daß die Frage nahe liegt, ob bei dieser Lage nicht dem Bestand von Tektonik wesentlichere Bedeutung für den Vulkanismus zuzuerkennen ist als der Art derselben. Kann letztere nicht der Ausdruck des geologischen Milieus sein? Liegt in der Drau—Save-Zone nicht die Einspannung junger Sedimente zwischen Grundgebirge und in Mureck die Ablagerung in der sich weit öffnenden Senke vor? Ist es letzten Endes überhaupt gerechtfertigt bei petrochemischer, petrologischer und zeitlicher Übereinstimmung des Vulkanismus in der Art der Tektonik ein unterscheidendes Moment zu suchen?

Von der Altersbegrenzung des Vulkanismus nach oben ist die Meinung *Kieslingers* nicht berührt, daß die Ergüsse im Bacher nicht streng gleichzeitig vor sich gegangen sind, sondern sich über einen längeren Zeitraum verteilen. Der Andesit über und der Dazit unterhalb des Leithakalkes sowie der Verdacht, daß aufgearbeiteter Dazit im Leithakalk von Mureck vorhanden ist, sprechen dafür, daß *Kieslingers* Auffassung auch in diesem Raume zutrifft. Auf diese Beobachtung geht letzten Endes wohl auch *Winklers* Unterscheidung von orogen-vulkanisch aktiven und inaktiven Phasen zurück.

B. Die Beziehungen zwischen den Vulkangebieten Mureck-Retznei und Gleichenberg.

Der Andesit von Retznei wies, wenn man vorerst vom Shoshonit, dem in der steirischen Steinindustrie bekannten Gestein von Weitendorf [1] und von den besonders von *Petrascheck* und *Winkler* bekannt gemachten Tuff- und Tuffitvorkommen (Marburg, zwischen Marburg und Spielfeld, Urlkogel bei Gamlitz, und schließlich den Tuffeinstreuungen im steirischen Tertiär überhaupt) absieht, bisher eine isolierte Stellung als Zeuge vulkanischer Tätigkeit auf. Durch die Feststellung der von jüngeren Ablagerungen verschütteten vulkanischen Masse nördlich Mureck ist die isolierte Stellung nicht mehr von

[1] Derartige Vorposten dürften wohl nur die Obertagzeugen eines viel ausgedehnteren, unter jüngeren Ablagerungen begrabenen Vulkanismus sein. Die in der allerletzten Zeit festgestellte Vulkanmasse in Wundschuh bei Graz kann leider nicht mehr berücksichtigt werden.

gleicher Auffälligkeit. Das Vulkangebiet von Mureck vermittelt den Anschluß nach SW und NO.

Wie steht es nun mit den zeitlichen Beziehungen? Für den Vulkanismus im Gebiet Mureck—Retznei ist als obere Grenze tortones bzw. jüngeres Alter beobachtet. Zeitliche Übereinstimmung mit dem Vulkanismus im Gleichenberger Gebiet scheint nach den letzten Ergebnissen nicht mehr unwahrscheinlich. In der Arbeit 1944 deutet *Winkler* die Möglichkeit an, daß „wenn auch die Hauptmasse der Gleichenberger Laven nachweislich vortortonisch ausgeflossen ist und konglomeratische Leithakalke bereits Andesiteinschlüsse besitzen, doch die Möglichkeit besteht, daß die als jüngster Nachschub betrachteten Liparite, die im Schaufelgraben sichtbar sind, erst im Laufe des Tortons gefördert wurden". Es sei nicht übersehen, daß der Shoshonit von Weitendorf petrochemisch verwandt mit den Gleichenberger Gesteinen angesehen wird und für diesen tortones, wenn nicht jüngeres Alter sichergestellt ist (*Flügel-Hauser-Papp:* Neue Beobachtungen am Basaltvorkommen von Weitendorf. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Wien, 1952).

Der Annahme einer von den Drau—Save-Falten über Gleichenberg nach Osten reichenden magmatischen Provinz scheinen demnach nur gesteinsmäßige (petrochemische) Unterschiede entgegenzustehen. Welcher Art sind diese? Neben älteren Analysen liegen von den Gesteinen Gleichenbergs fünf Analysen von *Marchet* vor, die abgesehen vom Liparit (Quarztrachyt vom Schaufelgrabentypus, engadinitisch-granitischer Magmatypus?) normalmonzonitischen bis normalsyenitischen Gesteinsbestand zeigen. *Marchet* spricht von Zwischenstellung zwischen pazifischer und mediterraner Gesteinsgesellschaft. Auf Grund der Niggliwerte stehen die Gleichenberger Gesteine dem monzonitisch-syenitischen Magmatypus am nächsten. Das ist juvitische Magmengruppe der Kalireihe (mediterraner Gesteinsstamm). Die Gesteine der Kalkalkalireihe des Westens (Andesite und Dazite von Mureck, Bacher und Drau—Save-Zone) sind demnach im Gleichenberger Gebiet von Gesteinen der Kalireihe, und zwar in dem Raume abgelöst, in dem zu diesen die charakteristische Basaltbegleitung tritt. Seit man Provinzen kennt, die neben alkalischen Laven auch solche subalkalischer Affinität aufweisen, ist es nicht nötig, in diesem Umstand ein Moment zu sehen, das die Zusammengehörigkeit in einer magmatischen Provinz kurzweg ausschließt. *Niggli* (Schweiz. min. petrogr. Mitt. 1922) hat von der Oststeiermark als Übergangs- oder Mischprovinz gesprochen. Zwangsläufig führt die Auffassung der Zusammengehörigkeit des westlichen Vulkangebietes mit Gleichenberg in einer gemischten Gesteinsprovinz zur Frage, ob dieser nicht doch auch die Basalte anzuschließen sind. Zeitliche

Unterschiede [1] vermögen um so weniger dagegen zu sprechen, als solche auch für die übrigen magmatischen Ergüsse anzunehmen sind. Bisher wurden die oststeirischen Basalte als Atlantiker streng von den mediterranen Gleichenberger Gesteinen auseinandergehalten.

Der Überblick über die Basalte zeigt:

Das Gestein von Weitendorf hat zuletzt *Machatschki* untersucht. Auf Grund der Analyse schließt er das Gestein den Gleichenberger Gesteinen an und spricht von einem andesitischen Basalt, der von der Norm zum monzonitischen Magmatypus abweicht. *Schoklitsch* spricht von einem basaltischen Trachyandesit und findet, daß nach *Niggli* die ähnlichsten Gesteine unter den Shoshoniten des Yellowstone Parkes zu finden sind. Schließlich äußert sich *Meixner:* „Versucht man das Gestein auf der Grundlage der Analyse von *Machatschki* und dem Mengenverhältnis der Hauptbestandteile nach *Trögers* „Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine" einzuordnen, so kommt man zu den Effusiven in der Familie der Monzonite, besonders zu Shoshoniten. Das Weitendorfer Gestein hat mit den oststeirischen Basalten nichts zu tun, sondern lehnt sich eng an den Chemismus der Gleichenberger Trachyandesite und Trachyte an.

Eine ähnlich isolierte Stellung hat das als „Basalt" bekannte Gestein von Kollnitz im Lavanttal. *Schoklitsch* hat sich um die Klärung seiner Stellung bemüht. Er kommt zu einem basaltischen Andesit. Vom Gleichenberger Trachyandesit geht nach *Schoklitsch* der basische Ast über den Weitendorfer Trachyandesit zum basaltischen Andesit von Kollnitz. In der Zugehörigkeit zum Kalkalkalimagma sieht *Schoklitsch* jedoch anderseits den petrochemischen Zusammenhang des basaltischen Andesit mit dem Bacher Dazit (Cernygraben) gegeben. Diese Lage müßte wohl noch überprüft werden.

Die Gesteine von Weitendorf und Kollnitz scheiden jedenfalls aus der weiteren, die Basalte berührenden Erörterung aus.

Die oststeirischen Basalte sind im vorigen Jahrhundert durch *Sigmund* vornehmlich auf mineralogischer Grundlage untersucht worden. Es ist bemerkenswert, daß *Sigmund* damals schon die Neigung der oststeirischen Basalte zur Assimilation von Nebengestein

[1] Der Basalt wird von *Winkler* jünger als die pontische Stufe und älter als die jungpliozänen, schotterführenden Terrassen angesehen. In der letzten Arbeit spricht *Winkler* von dacischem Alter. Der Einwand könnte jedoch nicht allein mit dem zeitlichen Unterschied, sondern mit einer damit in Zusammenhang stehenden tektonischen Phase begründet werden. Kann jedoch nicht ebenso gut angenommen werden, daß erst eine solche Phase dem basischen Bestand der differentierten Masse den Weg nach oben frei gemacht hat. Spricht man im steirischen Tertiär nicht von einigen orogenen Phasen ohne überzeugend dartun zu können, daß diese eine Änderung des Magmacharakters bedeuten.

und zur magmatischen Differentiation als Ursache einer größeren Mannigfaltigkeit und Unregelmäßigkeit hervorhebt. In jüngster Zeit hat *Schoklitsch* die oststeirischen Basalte untersucht. Im ersten Teil behandelt er die Basalte des Stradener und Klöcher Gebietes. Er spricht ebenso wie vor ihm bereits *Winkler* den Verdacht aus, daß der Chemismus der oststeirischen Basalte durch die Aufnahme von Kalk verändert sein kann. Im zweiten Teil (Basalt von Neuhaus i. B. und Stein bei Fürstenfeld. Der Verf.) kommt *Schoklitsch* abermals zum Ergebnis, daß die oststeirischen Basalte durchwegs Gesteine sind, bei denen Kalkassimilation als Mitursache der atlantischen Magmenentwicklung anzusehen ist [1]. Auf Grund der Analysen von *Schoklitsch* sind die oststeirischen Basalte normalgabbrotheralithischer Magmatypus und gehören zur gabbrotheralithischen Magmengruppe der Natronreihe. Für die Basalte des im Osten anschließenden Plattenseegebietes geben *Mauritz* und *Harwood* auf Grund der Niggliwerte essexitgabbroiden Magmatypus an. Es handelt sich also ebenfalls um Gesteine der Natronreihe, wenn auch von etwas saurerem Charakter. Es liegt nahe in ihnen die Fortsetzung der steirischen Basalte zu sehen.

Der gegenwärtige Stand darf folgend zusammengefaßt werden:

1. Das Differentiationsbild enthält im westlichen Abschnitt des steirischen Vulkanbogens eine anscheinend petrochemisch isolierte Vertretung der Kalkalkalireihe (Andesite und Dazite) und im Osten anscheinend eine voll ausdifferentierte Reihe, die petrochemisch von sauren Kaligesteinen (Trachyt und Trachyandesit) und basischen Natrongesteinen (Basalt) besetzt ist. Trachyt und Trachyandesit sind als Derivate komplexer Kristallisationsdifferentiation aus dem Basaltmagma aufzufassen. Unterstrichen sei, daß nach dem gegenwärtigen Stand den sauren Kaligesteinen mit zeitlicher Lücke der basische, atlantische Stamm folgen soll.

2. Der in der Analyse und im Mineralbestand zum Ausdruck kommende atlantische Charakter der Basalte wird durch Kalkaufnahme erklärt. Um zu dem Urbild der Differentiationsreihe zu gelangen, müßten die sekundären Einflüsse herausgenommen werden. Dann ist zu erwarten, daß sich die Einordnung in eine der großen Stammreihen *Barths* ergibt.

Grundsätzlich ist in der vorliegenden Studie der steirische Vulkanbogen als eine, in einer gemischten Gesteinsprovinz manifestierten

[1] Zum Beispiel in Analogie mit den Verhältnissen im Ice River Komplex. In der Oststeiermark wäre an verdautes kalkiges Paläozoikum zu denken, während für die Gesteine der Kalireihe Reaktion im kristallinen Untergrund in Betracht kommen könnte.

magmatischen Einheit aufgefaßt. Petrochemisch bestehen sicherlich noch offene Fragen. Es erscheint jedoch nicht berechtigt, daß diese mit solchem Nachdruck betont werden, daß dadurch die geologischen Momente unterdrückt werden, die entschieden für den Bestand einer magmatischen Provinz zeugen. Für Verknüpfung und gemeinsamen Ursprung sprechen:

1. Die engen zeitlichen Beziehungen der vulkanischen Tätigkeit im gesamten Raum.

2. Die räumliche (geographische) Konzentration des Vulkanismus in einem Gebiet, das durch die Lage im tektonischen Bereich des Alpenostrandes gekennzeichnet ist. Im besonderen sei die unmittelbare Nachbarschaft des Trachytmassives von Gleichenberg und der Basaltmasse Straden—Klöch hervorgehoben.

3. Das verbreitete Vorkommen von Säuerlingen als Phänomen ausklingender, vulkanischer Tätigkeit bzw. als Äußerung eines oberflächennah stecken gebliebenen Vulkanismus. Die räumliche Trennung der Vulkangebiete, wie sie in den Karten durch die Gesteinsvorkommen zum Ausdruck kam, haben die Säuerlinge nie mitgemacht. Seit langem ist ihre Verbreitung auch im Raume zwischen Gleichenberg und Bacher bekannt. Es sei auf die Säuerlinge in Wittmannsdorf, St. Peter a. O., Weinburg, Radkersburg, Sicheldorf, Radein, Perbersdorf, Sulzeck, Hengsberg und Kalsdorf verwiesen. Dazu kommt der in letzter Zeit erbohrte Säuerling in Siebing. Die Säuerlinge haben von jeher einen mehr oder minder geschlossenen Bogen vulkanischer Äußerung abgebildet. Wenn für die Säuerlinge sicherlich vor dem Austritt ein weiter unterirdischer Weg in Betracht kommen kann, kann doch kaum angenommen werden, daß für alle Säuerlinge der Ursprung in einem weitab von ihrem Austrittsort gelegenen Gebiet gesucht werden müsse. Eine systematische Untersuchung des Chemismus der Säuerlinge als Grundlage einer vergleichenden Betrachtung ist nicht erfolgt. Es wäre möglich, daß damit ein weiterer Beleg für den Bestand der magmatischen Provinz erbracht werden könnte. Von *einer* Mineralwasserprovinz sprach seinerzeit *Tornquist* und schrieb: „Die Herkunft, das Auftreten, die Beschaffenheit der österreichischen Quellen (in Südsteiermark), ebenso wie derjenigen von Radein und Umgebung in Jugoslawien sind unter einheitlichem Gesichtspunkt zu betrachten und sie stehen alle unter dem entscheidenden Einfluß der geologischen Verhältnisse dieses Gebietes. Alle Quellen gehören deutlich dem gleichen Typus der Säuerlinge an, in welchem neben der gebundenen Kohlensäure auch reichlich freie Kohlensäure vorhanden ist. Sie haben alle den gleichen primären Ursprung, welcher sich in Gleichenberg mit aller Deutlichkeit als ein vulkanischer zu

erkennen gibt." Dieser Meinung ist allerdings *Knett* unter Hinweis auf Unterschiede im Chemismus entgegengetreten. Gewisse chemische Unterschiede der Säuerlinge können jedoch noch keinesfalls als zuverlässiger Beleg gegen eine Zusammengehörigkeit angesehen werden. Die Mineralwässer müssen die Unterschiede der Gesteine bis zu einem gewissen Grade abzeichnen, da ihr Mineralgehalt aus der Auslaugung derselben stammt. Weitere Unterschiede im Chemismus sind in der Vermischung mit Grundwasser zu suchen.

Zusammenfassung.

Das in jüngster Zeit anläßlich von Bohrungen festgestellte Vulkangebiet Mureck—Retznei schließt eine Lücke [1] im Kranz der vulkanischen Ergüsse, die den Bogen begleiten, an dem die Alpen im Südosten und Osten in die Tiefe sinken. Sicherlich ist das Auftreten des Vulkanismus im steirischen Vulkanbogen nicht beziehungslos zum Niedertauchen der Alpen, sondern vielmehr die Herausstellung eines tektonischen Bereiches, in dem letzten Endes die Wegsamkeit für das Empordringen des Magmas gesucht werden muß. Vom Raume der Drau—Save-Zone und des Bachers erstreckt sich der steirische Vulkanbogen nach Nordosten über Mureck, Gleichenberg und das Burgenland bis in das Plattenseegebiet. Im südwestlichen Abschnitt konzentriert sich der saure Vulkanismus, der im Raume Gleichenberg in engste räumliche Nachbarschaft zur basaltischen Entfaltung tritt, die die Fortsetzung nach Osten übernimmt. Der steirische Vulkanbogen ist als magmatische Provinz (gemischte Gesteinsprovinz) mit temporaler Dispersion anzusehen.

Im steirischen Vulkanbogen hat die Asche den Ursprung, die, über das steirische Tertiär bis in das Grundgebirge verweht, den Stoff für den Aufbau der nicht wenigen Tufflager (u. a. auch verschiedener steirischer Bentonitvorkommen) lieferte. Das Fehlen bauwürdiger Erzlagerstätten im engeren vulkanischen Bereich fällt auf.

Herrn Dr. *Kaponnek* habe ich für die Überlassung der Gesteinsproben von Mureck, Herrn Prof. Dr. *Angel* für viele wertvolle Literaturhinweise und Aussprachen zu danken.

[1] Es ist denkbar, daß die noch bestehende Lücke im Raume Marburg ebenso wie bisher jene von Mureck darauf zurückgeht, daß Verhüllung durch jüngere Ablagerungen vorliegt und Bohrungen noch nicht durchgeführt sind. Die Verhüllung vulkanischer Körper ist der Grund, warum von einer annähernden Schätzung des volummäßigen Anteiles der einzelnen Gesteinskörper an der magmatischen Provinz kein brauchbares Bild zu erwarten ist. Wenn man im weiteren Raume von Gleichenberg lediglich die aufgeschlossenen Gesteinskörper berücksichtigt, so überwiegt der Bestand an Basalt.

Literatur.

1. *Angel, F.*, Die Gesteine der Steiermark. Mitt. d. Naturw. Vereines f. Stmk. 1924. — 2. *Doelter, C.*, Über den Granit des Bachergebirges. Mitt. d. Naturw. Vereines f. Stmk. 1895. — 3. *Dreger, J.*, Über die Gesteine, welche den Südrand des östlichen Teiles des Bachergebirges bilden. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien, 1894. Geologische Mitteilungen aus dem westlichen Teile des Bachergebirges in Südsteiermark. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien, 1906. Geolog. Aufnahmen im Blatte Unterdrauburg. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien, 1906. — 4. *Dolar Mantuani*, Die Porphyrgesteine des westlichen Pohorje. Annales Geologiques de la Peninsule Balkanique. Beograd, 1938. Diferenciacija magmatskih kamin na Pohorje. Razprave Matem. prirodoslovnega Razreda Akademije Znanosti in Umetnosti v Ljubljjani, 1940. — 5. *Eigel*, Über Porphyrite des Bachergebirges. Mitt. d. Naturw. Vereines f. Stmk. 1895. — 6. *Hauser, A.*, Ein Vorkommen von Biotitandesit in Retznei bei Ehrenhausen. Tscherm. Min. petr. Mitt. Bd. 2, Heft 2, Wien, 1950. Das Vulkangebiet Mureck—Retznei. Mitt. d. Naturw. Vereines f. Stmk. 1953. — 7. *Heritsch, F.*, Studien im Gebiet des westlichen Bachers. Mitt. d. Naturwiss. Vereines f. Stmk., 1913. — 8. *Kieslinger, F.*, Aufnahmsbericht über Blatt Unterdrauburg. Verh. d. G. B. A. Wien, 1928. Geologie und Petrographie des Bachers. Verh. d. G. B. A. Wien, 1935. — 9. *Knett*, Die Mineralquellenprovinz der Südoststeierm. Intern. Zeitschr. f. Bohrtechnik, Erdölbergbau und Geologie. Jahrg. 32, 1925. — 10. *Machatschki, F.*, Über den Basalt von Weitendorf (Steierm.). Zentralbl. f. Min., Geol. und Petrogr. Abt. A, 1927. 11. *Marchet*, Zur Petrographie der vorsarmatischen Ergußgesteine bei Gleichenberg in Oststeierm. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Wien, Abtl. I, 1931. — 12. *Mauritz, B.*, und *Harwood*, Der Basalt des Szent György Berges in der Balatongegend (Plattenseegebiet). Math. naturw. Berichte aus Ungarn. 1930. Das basaltische Gestein des Sagberges bei Celldömölk in Ungarn. Földtani Közlöny, Bd. 67, 10—12. füzet. — 13. *Meixner, H.*, Baryt aus dem Basalt (Shoshonit) von Weitendorf bei Wildon. Zentralbl. f. Min., Geol. und Petrogr. Abt. A, 1939. — 14. *Petrascheck, W.*, Vulkanische Tuffe im Jungtertiär am Alpenostrand. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Wien. Math.-naturw. Kl. 1940. — 15. *Reibenschuh*, Die Thermen und Mineralquellen Stmk., Graz, 1889. — 16. *Schoklitsch, K.*, Petrographische Untersuchungen am basaltischen Andesit von Kollnitz in Kärnten. Zentralbl. f. Min., Geol. und Petrogr. 1933. Beiträge zur Kenntnis der oststeir. Basalte. 1. und 2. Teil. Neues Jahrb., Beil. Bd. 63, Abtl. A. 1932 und Zentralbl. f. Min., Geol. und Petrogr. 1933. Der Quarztrachyt vom Schaufelgraben. Neues Jahrb. f. Min. 1925. — 17. *Schwinner, R.*, Der Säuerling von Perbersdorf. Verh. d. G. B. A. Wien, 1925. — 18. *Sigmund*, Die Basalte d. Steierm. Tscherm. Min. petr. Mitt. 15, 1896 u. 1897. Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. Tscherm. Min. petr. Mitt. 1902. — 19. *Teller, F.*, Der geologische Bau der Rogaegruppe und des Nordgehänges der Menina bei Oberburg in Südsteierm. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien, 1892. Über den sogenannten Granit des Bachergebirges in Südsteierm. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien, 1893. Gangförmige Apophysen der granitischen Gesteine des Bachers in den Marmorbrüchen bei Windisch-Feistritz in Südsteierm. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien, 1894. — 20. *Tornquist*, Auftreten und Salzführung der Mineralquellen in Südsteierm. Intern. Zeitschr. f. Bohrtechnik, Erdölbergbau u. Geologie. Jahrg. 33, 1925. — 21. *Trobei*, Über porphyrische und porphyritische Gesteine des Bacher-Gebirges in Südsteierm. Mitt. d. Naturwiss. Vereines f. Stmk., 1908. — 22. *Winkler-Hermaden*, Der jüngere Vulkanismus am Ostrande der Alpen. Madrid, 1929. Über das Alter des Dazites im Gebiet d. Draudurchbruches. Verh. d. G. B. A. Wien, 1929. Berichte über d. Forschungsergebnisse, betreffend die naturwissensch. Grundlagen im Grenzsiedlungsraum der südöstlichen Stmk. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1943. Neue Beobachtungen im Tertiärbereiche des mittelsteirischen Beckens. Ber. d. Zweigst. Wien d. Reichsamtes f. Bodenforschung, 1944. Über neue Ergebnisse aus dem Tertiärbereich des steirischen Beckens und über das Alter der oststeirischen Basaltausbrüche. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Wien, Mathem.-naturw. Kl. 1951.

Aus der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

Über Muskowit-Epidot-Albitkornbildung im Mauthausener Granit.

(Südliche Böhmische Masse).

Von

Christof Exner.

Mit 3 Textabbildungen.

(Eingelangt am 28. März 1953.)

In den letzten Jahren mehren sich Beobachtungen über pneumatolytisch-hydrothermale Spätkristallisationen bei magmatisch granitischer Erstarrung im mitteldeutschen variszischen Gebirge *(O. H. Erdmannsdörffer, F. K. Drescher-Kaden, A. Schüller).* Kennzeichnend sind Mineralparagenesen und Reaktionsgefüge, die in ganz ähnlicher Ausbildung in den Alpen eine große Rolle spielen, wo sie z. B. bei der Tauernkristallisation *(B. Sander)* aus hydrothermal-pneumatolytischen metamorphen Stoffumsätzen während der alpidischen Orogenese hervorgegangen sind.

Zu Vergleichszwecken mit alpinen Gesteinen unternahm ich im Frühjahr 1950 eine 14tägige Studienreise im variszischen Granitgebiet der südlichen Böhmischen Masse in Oberösterreich [1]. Bei der mikroskopischen Durchsicht der auf dieser Reise gesammelten Granitproben fesselten meine Aufmerksamkeit vor allem die Muskowit-Epidot-Albitparagenesen im Mauthausener Granit. Die verschiedenen Vorkommen des Mauthausener Granittypus [2] in der südlichen Böhmischen Masse sind bekanntlich Musterbeispiele magmatischer Intrusionsgranite *(A. Köhler, L. Waldmann).* Es handelt sich um klein- bis mittelkörnigen, postkristallin nicht oder kaum deformierten Granit, der in Form von Gängen und stockförmigen Massen die älteren Grobkorngranite und Gneise durchschlägt. Ich war erstaunt, in diesem magmatischen und nichtmetamorphen Granit die typischen Erscheinungsbilder der Serizit-Klinozoisit-Mikrolithen im Plagioklas anzutreffen, über die in den Ostalpen eine ausgedehnte Literatur

[1] Die Ermöglichung dieser Fahrt danke ich der Direktion der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

[2] Die Wiener Pflastersteine bestehen vorwiegend aus diesem Granit.

unter der Bezeichnung „gefüllte Feldspate" besteht (zusammenfassende Darstellung von *H. C. Cornelius* und von *A. Bianchi-Gb. Dal Piaz.*). Da die genetische Deutung der „gefüllten Feldspate" im Mauthausener Granit nicht schwierig erscheint (pneumatolytisch-hydrothermale Autometasomatose in der späten Abkühlungszeit des Granitkörpers), so dürften die folgenden Beobachtungen auch im Hinblick auf die komplizierteren Prägungen der Alpen (Polymetamorphose, alpidische Wiederaufwärmung tief im Orogen versenkter Kerngneisserien) aufschlußreich sein.

Mauthausener Granit von Plöcking (Geolog. Spez.-Karte Linz—Eferding und *L. Kölbl*, 1925) aus dem obersten Steinbruch im Bayrer Graben. Kleinkörnig. Ohne makroskopisch erkennbares Parallelgefüge. Keine postkristalline Deformation. Mineralbestand: Biotit (3 mm)[1]: α = hellgelb, γ = dunkelbraun. Korrosionsformen. Radioaktive Höfe um Zirkon (0·06 mm) und Titanit. Umwandlung zu Chlorit (1·7 mm) unter Ausscheidung von Titanit (0·48 mm) und Klinozoisit (0·34 mm). Parallel verwachsen mit Magnetit (0·7 mm). — Apatit (0·25 mm) ist idiomorph. Der Plagioklas zeigt normalen Zonenbau: Kern 26 bis 27% An, Hülle 15 bis 12% An. Leistenförmig. Automorph gegenüber K(Na)-Feldspat. Zwillinge nach Albit- und Karlsbader Gesetz, selten nach Periklingesetz. K(Na)-Feldspat (2·3 mm) tritt mengenmäßig hinter Plagioklas zurück. Er bildet xenomorphe Zwickelfüllung zwischen den Biotit- und Plagioklasleisten. Es handelt sich um fein gegitterten Mikroklin mit Perthitadern. Quarz (3·6 mm) ist xenomorph, nicht undulös. Porenflächen mit Flüssigkeitseinschlüssen sind häufig. Myrmekit fehlt.

In diesem Gestein bildet Muskowit 1·5 mm lange Großkörner. Als Mikrolithen in Plagioklas — und zwar besonders auf die basischen Kerne der Plagioklase konzentriert —, treten Hellglimmer und Klinozoisit auf. Häufig sind die Mikrolithen den Flächen (001) und (010) des Wirtplagioklases parallel angeordnet. Wie in alpinen Gesteinen ist der saure, bis 0·5 mm breite Randsaum der Plagioklase meist frei von Mikrolithen und auch frei von Zwillingslamellen (Abb. 1 a). Mitunter finden sich zonare Füllungsringe.

Im basischen Kern der Plagioklase sitzen aber auch häufig Muskowitgroßkörner. Es ist interessant, daß sich die Mikrolithen in einem respektablen Abstand von diesen Großkornmuskowiten im basischen Plagioklaskern halten (Abb. 1 b). Ich möchte die im basischen Plagioklaskern befindliche mikrolithenfreie Zone um die Großkornmuskowite als Resorptionsrand (Sammelkristallisation des Großkornmuskowits auf Kosten der benachbarten Hellglimmermikrolithen) deuten. Abb. 2 illustriert eine Erscheinung, die ganz analog an alpinen Gneisen auftritt (*Exner*, 1951, Abb. 7). Zwischen dem Großkornmuskowit des gewöhnlichen Gesteinsgewebes (extern bezüglich

[1] Hier wie im folgenden sind stets die beobachteten maximalen Korngrößen angegeben.

Plagioklas) und den im Plagioklas eingeschlossenen Hellglimmermikrolithen (intern bezüglich Plagioklas) gibt es eine kontinuierliche Übergangsreihe von Muskowit-Korngrößen. Diese mittelgroßen Muskowitschollen sind in der Grenzregion zwischen dem externen Scheitermuskowit und den internen Hellglimmermikrolithen angereichert.

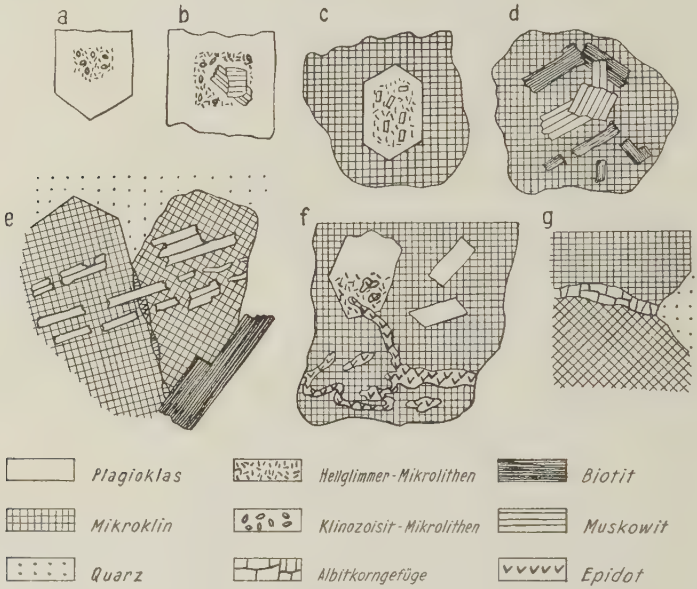


Abb. 1. Strukturen aus Dünnschliffen von Mauthausener Granit. Fundorte: Plöcking (a und b), Aschach (c und d), Gopperding bei Schärding (e) und Schlägel (f und g). Vergrößerung ca. 10fach. a: Automorpher Plagioklas im Schnitt ⊥ MP (Kern 27% An, Hülle 12% An). Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen im basischen Kern des Plagioklases. Die saure Plagioklas-Hülle ist füllungsfrei. b: Größere Muskowittäfelchen befinden sich neben den Mikrolithen im basischen Kern des Plagioklases. Sie dürften ebenso wie die Mikrolithen sekundär im Plagioklaskorn gewachsen sein. Die mikrolithenfreie Zone rings um die beiden größeren Muskowittäfelchen kann als Resorptionssaum gedeutet werden. c: Idiomorpher Plagioklas ist in Mikroklin orientiert eingeschlossen; (010) Plagioklas ‖ (010) K(Na)-Feldspat. Der eingeschlossene Plagioklas besitzt einen mikrolithenfreien Randsaum. Der Kern dieses Plagioklases ist mit Hellglimmermikrolithen und einzelnen größeren Serizitblättchen gefüllt. d: Muskowit und Biotit befinden sich als annähernd gleich große und ähnlich ausgebildete Scheiter in Mikroklin. Der Biotit ist teilweise zu Chlorit umgewandelt, e: Muskowit siedelt auf Klüftchen in Mikroklin. Längs einer Kluft ragt ein Muskowitblättchen von einem Mikroklinindividuum ins andere. An der Grenzfläche zwischen beiden Mikroklinen findet sich Albitkorngefüge. f: Epidotschläuche längs Spalten und Rissen in Mikroklin. Plagioklas, welcher in Mikroklin eingeschlossen ist, zeigt dort, wo er von den Epidotschläuchen berührt wird, Hellglimmermikrolithen. g: Albitkorngefüge an der Grenzfläche zwischen zwei Mikroklinkörnern.

Mauthausener Granit von Aschach (Geolog. Spez.-Karte Linz—Eferding) aus dem Steinbruch am westlichen Donauufer, nördlich der Ortschaft. Das Gestein entspricht makro- und mikroskopisch dem Granit von Plöcking. Plagioklas: Kern 29% An, Hülle 17% An. K(Na)-Feldspat zeigt scharfe Mikroklingitterung und schwache Perthitadern; er ist in größerer Menge vorhanden als im Plöckinger Vorkommen und reich an Einschlüssen, vor allem von Plagioklas, Biotit und Muskowit. Im Gesteinsgewebe frei vorkommender Muskowit wird 1·2 mm lang. Der in Plagioklas eingeschlos-

sene Muskowit erreicht 0·45 mm Länge. Die Plagioklase sind mit Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen dicht gefüllt. Wiederum finden sich deutliche Übergangsbildungen zwischen Muskowit extern und Hellglimmermikrolithen intern.

In diesem Gestein führen die Mikrokline häufig Einschlüsse von Plagioklas, dessen Kern gefüllt, dessen Randsaum aber ganz frei von Mikrolithen ist (Abb. 1 c). Das ist das Erscheinungsbild, welches aus den Alpen (Hohe Tauern, Zillertaler Alpen, Mont Blanc) bekannt ist. *F. K. Drescher-Kaden* hat jüngst sehr klar die beiden genetischen Deutungsmöglichkeiten dieser Erscheinung skizziert:

Entweder erfolgt die Mikrolithenbildung im Plagioklaskern gleichzeitig mit der Kristallisation des Plagioklas-Randsaumes, also prämikroklin. (Auf dieser Annahme hatte z. B. *L. Kölbl*, 1932, im Anschlusse an *E. Christa* eine interessante, in den Ostalpen viel beachtete Kristallisationstheorie der Tauerngneisgranite als „Deuterogranite" mit zwei zeitlich gesonderten Erstarrungsphasen und einem tektonischen Zwischenakt aufgebaut.)

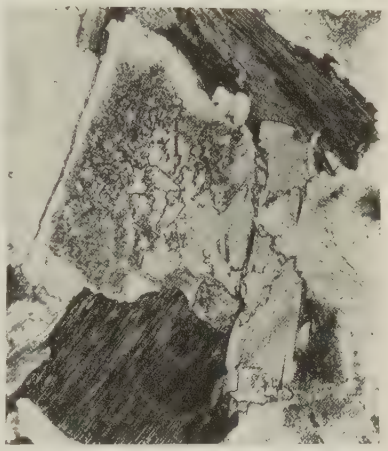


Abb. 2. Hellglimmermikrolithen im basischen Plagioklaskern. Der saure Randsaum des Plagioklases ist oben, unten und links füllungsfrei. Der rechte Teil des Plagioklaskornes wird von mehreren Muskowitblättchen mittlerer Größe eingenommen. Extern grenzt rechts ein Muskowitgroßkorn an den Plagioklas an. Die internen Muskowitblättchen vermitteln bezüglich Korngröße und Anordnung zwischen dem externen Großkornmuskowit und den internen Mikrolithen. Aus Mauthausener Granit von Plöcking. Einfach polarisiertes Licht. Vergr. 25 fach.

Oder es erfolgte die Mikrolithenbildung im Plagioklas-Kern erst nach der eigentlichen Erstarrungsperiode des Gesteines, also postmikroklin (*A. Bianchi-Gb. Dal Piaz*). Für die Richtigkeit der letztgenannten Annahme (postmikroklines Alter der Mikrolithen) spricht die von *F. K. Drescher-Kaden* im Mont-Blanc-Granit beobachtete Mikrolithenfüllung der perthitischen Adern des Mikroklins. Einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Herrn Kollegen Dr. *G. Frasl* (Wien) entnehme ich, daß sich die analoge Erscheinung der mit Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen gefüllten Perthitadern auch im granitischen Tauerngneis der nördlichen Venediger Gruppe (nördliche Sulzbachzunge) vorfindet.

Für den Mauthausener Granit vermute ich ebenfalls postmikroklines Alter der Mikrolithenbildung, vor allem in Hinblick auf das weiter unten zu besprechende Zusammengehen von Hellglimmermikrolithenbildung und sekundärer Epidotbildung (Abb. 1 f).

Es scheint mir aber nicht ratsam zu sein, in Bausch und Bogen die gesamte Muskowitbildung im Mauthausener Granit als postmikroklin einzuordnen. Abb. 1 d zeigt Biotit- und Muskowitscheiter, welche in Mikroklin eingeschlossen sind. Beide Glimmer zeigen hier keine prinzipiellen gefüglichen Unterschiede. Wenn man dem Biotit — auf Grund seiner parallelen Anordnung im Mikroklin - zubilligt, daß er älter ist als der Mikroklin, so wird man dasselbe für den Muskowit in diesem Einzelfalle auch gelten lassen.

Mittelkörniger Mauthausener Granit von Schärding aus dem Steinbruch Gopperding (Beschreibung siehe *G. Horninger,* 1936): Im Plagioklas meiner Gesteinsprobe fehlen Hellglimmermikrolithen. Der Muskowit (1·4 mm) des Gesteinsgewebes zeigt so wie die anderen Gemengteile schwache postkristalline Deformation. Ein Pleochroismus (α = farblos, γ = hellgrün) ist wahrnehmbar.

In diesem Gestein finden sich häufig Muskowitblättchen (0·23 mm) längs Klüftchen im Mikroklin (Abb. 1 e). Die Bildung dieser Muskowitblättchen ist eindeutig postmikroklin erfolgt.

An meinen Aufsammlungen im Steinbruch *Bettelberg bei Mauthausen* (siehe Beschreibung von *E. F. Maroscheck,* 1933) sind mit Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen gefüllte basische Kerne und mikrolithenfreie Randsäume der Plagioklase bemerkenswert. Füllungsringe sind häufig. Die bis 10 cm großen K(Na)-Feldspate dürften in situ gewachsen sein, da sie sämtliche Gesteinsgemengteile als Einschlüsse enthalten. Interessant ist intensive Biotit-Anreicherung in 2 bis 5 mm breiten Säumen rund um die K(Na)-Feldspat-Großkörner (deutbar als basische Front im Kleinbereich).

Feinkörniger Mauthausener Granit von Gloxwald bei Sarmingstein aus dem „Alten Bruch" zeigt wiederum reichliche Hellglimmermikrolithen und sekundäre Muskowitbildung (0·3 mm) in Plagioklas (Kern 25% An, Hülle 18% An). Postmikrokliner Myrmekit ist hier häufig.

Auch im *feinkörnigen Mauthausener Granit von Schrems* (Geolog. Spez.-Karte Litschau und Gmünd; und *Köhler-Freh,* 1934) sind die Kerne der Plagioklase mit Muskowitblättchen (0·15 mm), Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen (0·05 mm) dicht gefüllt, während die Randsäume mikrolithenfrei bleiben. Im Gesteinsgewebe erreicht der Muskowit 0·53 mm Länge.

Feinkörniger Mauthausener Granit von Schlägel aus dem Steinbruch südöstlich Weichsberg, westlich neben der Straße *(H. V. Graber,* 1931): Der leistenförmige normalzonare Plagioklas (Kern 32% An, Hülle 17% An) ist nach Albit- und Karlsbader Gesetz, seltener nach Periklingesetz verzwillingt. Die Plagioklas-Kerne sind mit Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen gefüllt und es befinden sich in ihnen auch 0·56 mm lange Muskowittäfelchen und 0·38 mm große Klinozoisitkörner. Die saure Plagioklas-Hülle ist füllungsfrei. Die in K(Na)-Feldspat eingeschlossenen Plagioklase besitzen ebenfalls gefüllte Kerne und füllungsfreie Randsäume. Das Gestein ist bedeutend reicher an K(Na)-Feldspat (flauer, teils scharf gegitterter Mikroklin mit Aderperthit) als die bisher genannten Mauthausener Granitvarietäten. Muskowit als selbständiger Gemengteil wurde in diesem Gestein nicht beobachtet; er findet sich nur als Einschluß im Plagioklas. Myrmekit ist reichlich vorhanden.

Mittel- bis grobkörniger Mauthausener Granit von Schlägel aus dem Steinbruch Steineck (*H. V. Graber,* 1931): Die Plagioklase (26% An) sind mit Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen gefüllt. Muskowit als selbständiger Gemengteil des Gesteinsgewebes wurde nicht gefunden; er kommt nur in Plagioklas eingeschlossen vor. Die

K(Na)-Feldspate (scharf gegitterter Mikroklin mit Achsenwinkel $2V\alpha = 74, 77, 78, 82, 84, 86^0$, gemessen an 6 Körnern, wenig Aderperthit) werden in diesem Gesteine mehrere Zentimeter groß und enthalten orientiert eingelagerte Plagioklaskörner, welche mit Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen gefüllt sind. Viel Myrmekit ist vorhanden.

Epidot und Albitkorngefüge kommen in den gewöhnlichen Mauthausener Granitvarietäten nur in sehr untergeordnetem Maße vor. Ich fand nun in der Mischungszone des Mauthausener Granits mit Amphiboliten (*H. V. Graber*, 1930) in einem Steinbruch 700 m südlich Nathschlag bei Schlägel (Lokalität: Geiselreith-Süd) typisch *sekundäre Epidotbildung* in den Feldspaten, ferner sehr typisch ausgebildetes *Albitkorngefüge* und *postmikroklinen Myrmekit*. Die beiden Gesteinsproben, die auch im Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt Wien chemisch analysiert wurden (Analytiker *K. Fabich* und *W. Prodinger*, das Ergebnis ist in Verhandl. Geolog. Bund.-Anst. Wien, 1953, S. 7—8 mitgeteilt), werden im folgenden beschrieben:

Titanitführender Feinkorngranit (Geiselreith-Süd). Die Gesteinsprobe ist aus einer wenige Meter mächtigen Mischungszone zwischen dem gewöhnlichen Mauthausener Granit und amphibolitischen Fischen entnommen. Es handelt sich um fein- bis mittelkörnigen biotitreichen Titanitgranit, der sich vom gewöhnlichen Mauthausener Granit makroskopisch durch bedeutend höheren Biotitgehalt und freisichtig erkennbaren Titanit unterscheidet. Die Korngrößen bleiben unter 1 cm. Neben schwach undulösen Quarzkörnern sind keine Anzeichen postkristalliner Deformation vorhanden. Der Plagioklas (Kern 30% An, Hülle 16% An) ist automorph leistenförmig entwickelt mit Zwillingen nach Albit-, Periklin- und Karlsbader Gesetz. Der K(Na)-Feldspat ist als scharf gegitterter Mikroklin mit Aderperthit ausgebildet. Volumetrischer Mineralbestand des Gesteines (Indikatrixlänge = 1·5 m): Plagioklas 46, Quarz 21, K(Na)-Feldspat 16, Biotit 15 Vol.%. Die übrigen 2 Vol.% werden von Epidot, Titanit, Myrmekit, Apatit, Magnetit, Hornblende, Chlorit und Zirkon gebildet. Die chemische Gesteinsanalyse wurde nach der Methode *Köhler-Raaz* berechnet und ergab die Werte: $F - fm = +23$; $qz = +33$. Ein geringer Tonerdeüberschuß ist vorhanden. Im Diagramm des Chemismus der Waldviertelgesteine liegt der Analysenpunkt dieses Gesteines zwischen der Normalreihe und den Alkalisierten Typen (siehe Abb. 4 in *Köhler-Raaz*, 1951).

In diesem Gestein ist der Epidot (0·7 mm) meist in der Nähe des Biotits angereichert. Von hier aus besiedelt er sekundäre Klüftchen im Plagioklas und setzt sich schwarmweise in die Plagioklaskörner hinein fort.

Hornblendegranit (Geiselreith-Süd) aus derselben Mischungszone wie das vorige Gestein. Es handelt sich um grobkörnigen hornblendereichen Titanitgranit, ein makroskopisch schwarz-weiß gesprenkeltes Gestein, das neben den Feldspaten und Quarz die großen schwarzen Hornblenden sowie Biotit, Titanit und Epidot freisichtig erkennen läßt. Der volumetrische Mineralbestand beträgt annähernd: K(Na)-Feldspat 40, Plagioklas 27, Quarz 11, Hornblende 9, Epidot 5, Biotit 4, Myrmekit 2, Titanit 1 Vol.%. Übrige Gemengteile 1 Vol.%. Die chemische Gesteinsanalyse wurde nach

der Methode *Köhler-Raaz* berechnet und ergab die Werte: F — fm = + 31, qz = + 27. Im Diagramm des Chemismus der Waldviertelgesteine liegt der Analysenpunkt dieses Gesteines in der Reihe der Alkalisierten Typen (und zwar in nächster Nähe des Analysenpunktes Nr. 4 der Landshaager Mischgesteine, siehe Abb. 4 in *Köhler-Raaz*, 1951). Beschreibung des Mineralbestandes: Hornblende (8 mm) bildet korrodierte Säulchen; α = hellgelb, γ = blaugrün bis dunkelgrün; $\gamma/z = 20^0$; Zwillinge nach (100). Biotit (1·7 mm): α = hellgelb, γ = dunkelgrün; ist häufig in Hornblende eingewachsen. Ferner: Titanit (3 mm); Apatit (0·25 mm); Zirkon (0·22 mm) mit radioaktiven Höfen in Biotit und Hornblende; Magnetit (0·2 mm); Chlorit (sekundär aus Hornblende oder Biotit) und rhomboedrisches Karbonat (0·34 mm). K(Na)-Feldspat (1·2 cm): Xenomorph oder leistenförmig. Idiomorphe Begrenzung gegen Quarz. Grobgegitterter Mikroklin. Aderperthit. Karlsbader Zwillinge vorhanden. Zonenbau ist häufig. Zahlreiche Einschlüsse der übrigen Gemengteile. Quarz (2 mm): Xenomorph. Zwickelfüllung. Porenflächen mit Flüssigkeitseinschlüssen sind häufig. In diesem Gestein sind zwei Plagioklas-Generationen zu unterscheiden:

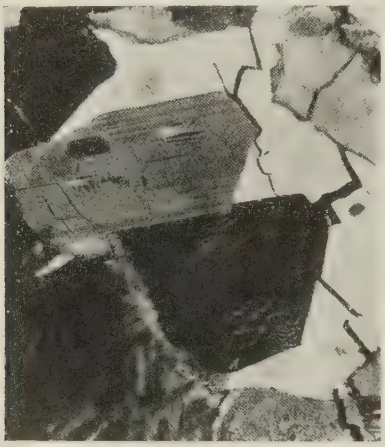


Abb. 3. Plagioklas (Mitte oben) und K(Na)-Feldspat (Mitte unten) sind idiomorph gegen Quarz (in Hellstellung, rechts) ausgebildet. Albitkorngefüge zwischen dem Mikroklin (linke untere Bildecke) und dem idiomorphen K(Na)-Feldspat. In der rechten unteren Ecke des idiomorphen K(Na)-Feldspates befindet sich Myrmekit (Myrmekitplagioklas in Dunkelstellung; nur die Myrmekitquarze sind auf der Abbildung sichtbar). Dieser Myrmekit hat offensichtlich postmikroklines Alter. Aus Hornblendegranit einer Mischungszone des Mauthausener Granits von Schlägel mit Amphibolit (Steinbruch Geiselreith-Süd). Gekreuzte Nicols. Vergrößerung 40fach.

Die ältere Plagioklasgeneration entspricht den sonst in den Mauthausener Graniten herrschenden Plagioklasen: Korngröße 3·8 mm. Normaler Zonenbau. Kern 35% An, Hülle 22% An. Leistenförmig. Gegen Quarz idiomorph. Zwillinge nach Albit- und Karlsbader Gesetz, selten Periklingesetz. Die jüngere Plagioklasgeneration entspricht dem *Albitkorngefüge:* Korngröße < 0·5 mm. Anorthitgehalt < 15%. Xenomorph. Keine Zwillinge. Die Albitkörnchen treten am Rande der großen K(Na)-Feldspate und besonders an den Grenzflächen zwischen den K(Na)-Feldspaten auf (Abb. 1 e, g und Abb. 3). Kleine Myrmekitquarze (Stengelchen und Tröpfchen) lassen sich häufig in den Albitkörnern erkennen.

Zwei Myrmekit-Generationen können deutlich auseinandergehalten werden: Die ältere Generation (prämikrokliner Myrmekit) findet sich in Plagioklasen, welche beim Wachsen des K(Na)-Feldspates korrodiert wurden (besonders an solchen Zentralplagioklasen, die im K(Na)-Feldspat eingeschlossen sind). Die jüngere Myrmekitgeneration (postmikrokliner Myrmekit) findet sich im Albitkorngefüge und auch als selbständige Warzen am Rande idiomorphen K(Na)-Feld-

spates (Abb. 3). Im letztgenannten Falle erreicht der postmikrokline Myrmekit 0·5 mm Durchmesser, also eine sehr beträchtliche Größe.

Epidot (1·6 mm): α = hellgelb, γ = gelblichgrün; $2V\alpha = 72^0$. Parallel verwachsen mit Hornblende und Biotit. Epidot verdrängt die Hornblende und bildet Säume um die Hornblende. Längs Klüftchen und netzförmigen Rissen dringt Epidot in K(Na)-Feldspate und Plagioklase schlauchförmig ein. Zugleich stellen sich in den Plagioklasen (besonders in den basischen Kernen) Klinozoisit- und Hellglimmermikrolithen ein. Abb. 1 f zeigt Mikrolithenbildung dort, wo Epidot eingedrungen ist.

Diese Beobachtungen an Mauthausener Granit in der Böhmischen Masse lassen eine Permeabilität der Feldspate bezüglich später hydrothermal-pneumatolytischer Stoffumsätze erkennen, die auch in alpinen Graniten und Gneisen derzeit wieder mehr Berücksichtigung findet. Insbesondere kann ein Teil der „falschen Fülle" *(F. Angel)* in Plagioklasen (z. B. große Muskowit- und Epidoteinschlüsse in Plagioklasen) post-feldspatigener Entstehung sein, selbst wenn die betreffenden Plagioklase in K(Na)-Feldspat eingeschlossen sind. Letzterer wirkte bei der Metamorphose nicht als undurchdringlicher Panzer, worauf jüngst *G. Frasl* (Anz. Öst. Akad. Wiss., m.-n. Kl. 1953) hinwies.

Literatur.

1. *Angel, F.*, Mitteil. naturw. Verein Steiermark *67* (1930). — 2. *Bianchi, A.*, und *Gb. Dal Piaz*, Periodico di Mineralogia *17* (1939). — 3. *Christa, E.*, Jahrb. Geolog. Bund.-Anstalt, Wien, *81* (1931). — 4. *Cornelius, H. P.*, Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. *15* (1935). — 5. *Drescher-Kaden, F. K.*, Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Berlin, 1948. — 6. *Erdmannsdörffer, O. H.*, Zentralbl. f. Mineralogie, Abt. A, Jg. 1941. — 7. *Erdmannsdörffer, O. H.*, Chemie der Erde *15* (1943). — 8. *Exner, Ch.*, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. *2* (1951). — 9. *Graber, H. V.*, Mitt. Geolog. Ges. Wien *22* (1930). — 10. *Graber, H. V.*, Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. *67* (1930). — 11. *Graber, H. V.*, Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. *68* (1931). — 12. *Horninger, G.*, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. *47* (1936). — *13. Köhler, A.*, Fortschr. Minerologie *25* (1941). — 14. *Köhler, A.*, Tschm. Min. u. Petr. Mitt. *1* (1948). — 15. *Köhler, A.*, und *W. Freh*, Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. *71* (1934). — 16. *Köhler, A.*, und *F. Raaz*, N. Jahrb. Mineralogie, Mh. 1951. — 17. *Kölbl, L.*, und *G. Beurle*, Jahrb. Geolog. Bund.-Anstalt, Wien, *75* (1925). — 18. *Kölbl, L.*, Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. *141* (1932). — 19. *Maroscheck, E. F.*, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. *43* (1933). — 20. *Sander, B.*, Jahrb. Geolog. R.-Anstalt Wien *62* (1912). — 21. *Sander, B.*, Schlern Schriften, Innsbruck, *16* (1929). — 22. *Sander, B.*, Fortschr. Mineralogie *18* (1934). — 23. *Schüller, A.*, Heidelberger Beitr. Mineralogie *3* (1952). — 24. *Waldmann, L.*, Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. In: *F. X. Schaffers* Geologie von Österreich. Wien, 1951.

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck.

Über Hoch- und Tieftemperaturoptik von Plagioklasen und deren petrographische und geologische Auswertung am Beispiel einiger alpiner Ergußgesteine.

(Die Existenz von Übergangslagen.)

Von

F. Karl.

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingelangt am 24. April 1953.)

Abstract.

A transition between high and low temperature forms of plagioklase exists to which is probably connected a material replacement, similar to a "spilit" reaction, of more basic by more acidic plagioclase. These plagioklase changes are to be attributed to the same geological processes which produced the transitional conditions between extrusive and intrusive crystalline rock formation. Alpine metamorphoses caused low-temperature optical properties in the probably originally hightemperature plagioclase of eruptive rocks without changing the primary fabric of the rock.

Feldspatmessungen im Rahmen petrographischer Untersuchungen von schwach metamorphen Tuffitkonglomeraten aus der nördlichen Grauwackenzone führten zu den auffallenden Beobachtungen, daß in vulkanischen Komponenten die Plagioklase keine Hochtemperaturoptik zeigten. Um die Zusammenhänge zwischen Metamorphose des Gesteins und Hochtemperaturoptik bei diesen Plagioklasen näher zu beleuchten, wurden Feldspatmessungen von Ergußgesteinen unterschiedlicher Metamorphosegrade verglichen. Dabei zeigten sich bei Plagioklasen des Bozener Quarzporphyrs besonders interessante Ergebnisse und führten zur Fragestellung: Gibt es in Ergußgesteins-Plagioklasen Übergangsformen zwischen Hoch- und Tieftemperaturoptik, und welche geologischen und petrographischen Deutungsmöglichkeiten können dafür angeführt werden?

Es wurde folgendes Material ausgewertet: Bozener Quarzporphyre aller geologisch bekannten Varietäten (einschließlich Plagioklasporphyre aus Nähe Idrosee), Gainfeldkonglomerat bei Bischofshofen (Tuffitkonglomerat aus der nördlichen Grauwackenzone), „Diabase" aus der nördlichen Grauwackenzone, Geröllgneise und Konglomerat-

lektonite aus der Unteren Schieferhülle der Tauern (Ergußgesteinskomponenten), Psephitgneise und Konglomerattektonite aus dem Gotthard- und Aarmassiv (Ergußgesteinskomponenten).

Herrn Prof. *Sander* danke ich für die Überlassung seiner privaten Aufsammlung der Geröllgneise aus dem Gerlostal (L. 15) und das Interesse an dieser Arbeit, dem Geologischen Institut für die Proben aus dem Bozener Quarzporphyr. Die übrigen Materialien entstammen eigenen Aufsammlungen und zum Teil den Sammlungen des mineralogisch-petrographischen Institutes. Die Feldspatmessungen wurden mit dem U-Tisch ausgeführt und in der Mehrzahl nach dem Stereogramm *v. d. Kaaden* (aus *W. E. Tröger:* „Tabellen zur optischen Bestimmung gesteinsbildender Minerale"), in geringerer Zahl nach den Kurven von *A. Köhler* und den Migrationskurven von *Reinhard* ausgewertet. Soweit als möglich wurde jedes Korn nach mehreren Methoden bestimmt.

1. *Bozener Quarzporphyre.* Aus nachstehend aufgeführten Varietäten wurden insgesamt 95 Plagioklase und 10 Na-K-Feldspate gemessen: Raschötzer Porphyr, Theiser Porphyr, Branzoller P., Porphyr von Virgl bei Bozen, Kastellruther P., Porphyr bei Rentsch, Blumauer P., Porphyr bei Steg, Porphyr Atzwang, Feldspatporphyre bei Villnös, Sigmundskroner P., Porphyr bei Dargo (westlich Idrosee), Porphyr bei Bellamonte, Porphyr Ultental, Basalporphyr Peitlerkofel. Es wird den Untersuchungsergebnissen vorweg genommen, daß sich die Einsprenglingsplagioklase nicht nur auf Andesine und seltener Oligoklas beschränken, sondern viel häufiger noch saure Albite (An_{0-7}) existieren. Die Prüfung auf Hoch- oder Tiefoptik konnte somit bei Albiten, Oligoklasen und Andesinen ausgeführt werden.

a) *Albite:* Sie sind durchwegs mikrolithenreich (Serizit, Karbonat, Fe-Oxydstaub, Chlorit), zeigen gute kristallographische Begrenzungen und treten nicht selten in Aggregaten aus mehreren Körnern auf. In überwiegender Mehrzahl liegen polysynthetische Verzwillingungen nach dem Albit-, Aklin-, Karlsbader-, Albit- und Karlsbader-Komplex-Gesetz vor. In Abb. 1 ist im Kurvenabschnitt des Albites die Lage der Spaltbarkeit oder Lamellenpole (001) und (010) von 32 Einsprenglingsalbiten dargestellt. Die Kurven selbst sind ein Ausschnitt aus dem Stereogramm I (Normalengesetze) *v. d. Kaaden* (L. 18). Die vollen Punkte sind Pollagen, die mir als sehr sichere Messungen erschienen, die Kreischen hingegen jene, welche wegen ungünstiger Schnittlage nicht so sicher erfaßbar waren. Bei Nichtbeachtung der unsicheren Messungen ist nach den Polanhäufungen eine Mittellage bzw. Annäherung an die Tiefkurve mit deutlich maximalem Besetzungsbereich erkennbar. Die

Anzahl der Messungen und deren statistische Häufungen zwischen den beiden Kurvenenden erscheint mir ausreichend, um den nicht unbegründeten Einwand über die Schwierigkeiten beim genauen Einmessen von Spaltbarkeiten und Lamellen zu entkräften. Selbst bei Mitbeachtung der unsicheren Messungen verändert sich die Lage der Häufungsstellen nur unwesentlich. Es kann also — die Exaktheit des zugrundegelegten Stereogrammes vorausgesetzt — für die Einsprenglingsalbite (An_{0-7}) in den untersuchten Quarz-

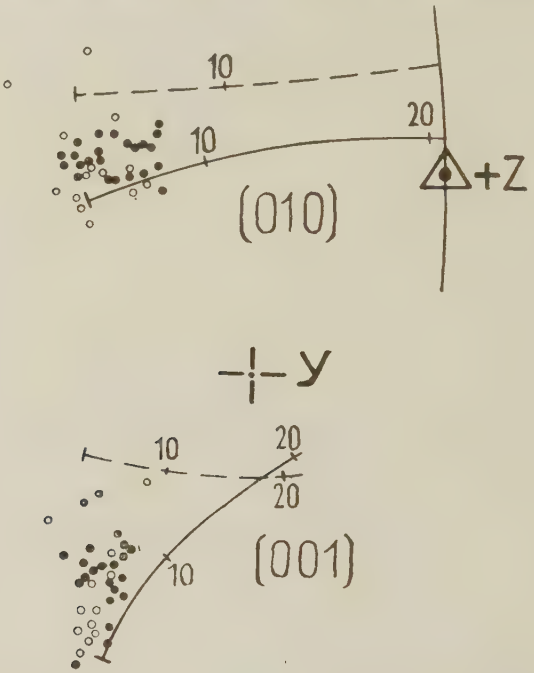


Abb. 1. (010) und (001) Spaltbarkeit- und Lamellenpole im Albitbereich sind eingetragen in 2mal vergrößerte Ausschnitte aus Stereogramm I (Normalengesetze) nach *v. d. Kaaden*. (Strichlierte Kurve = Hochtemperatur; ausgezogene Kurve = Tieftemperatur; Punkte = sichere Messungen; Kreise = unsichere Messungen.)

porphyrproben eine *Mittellage der Plagioklasoptik mit Annäherung an die Tieftemperaturoptik* festgestellt werden. In jenen Fällen wo die in *Trögers* Tabellen (L. 18) veröffentlichten Kurven nach *A. Köhler* vollständig waren, ergaben sich bei deren Anwendung zur Auswertung von Albiten mit Mittellage deutlich streuende An-Werte, die bei ausgesprochen tief- oder hochtemperierten Plagioklasen nicht auftreten. Die Achsenwinkel ($2V\alpha$) kommen genau auf die in *Kaadens* Tabelle (L. 18, S. 99) punktiert eingezeichnete Abzweigung von der Hochtemperaturform zur Niedertemperaturform

zu liegen (zwischen 85° und 100°), wenn sie den Auswertungsergebnissen aus Stereogramm I entsprechen sollen. Auch dies ist als Übergangslage zwischen Hoch- und Tieftemperatur am ehesten verständlich. (Die Originalarbeit, welcher *Tröger* die Kurven entnahm, war mir nicht zugänglich).

b) *Andesine:* In verschiedenen Proben waren Andesine zwischen An_{35-50} meßbar. Die kristallographisch begrenzten Einsprenglings-

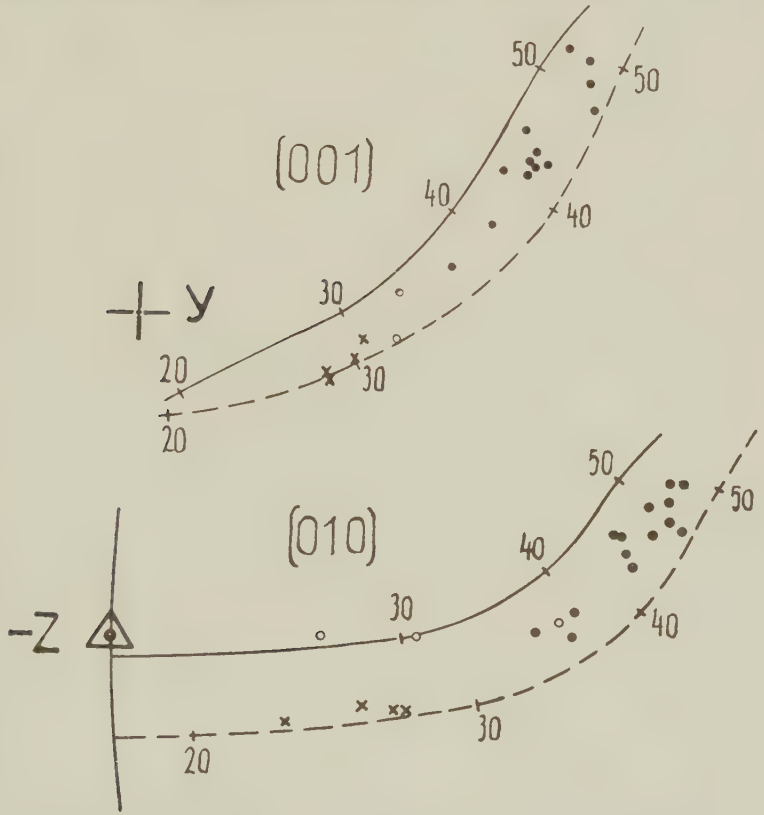


Abb. 2. (001) und (010) Spaltbarkeit- und Lamellenpole im Oligoklas- bis Andesinbereich sind eingetragen in 2mal vergrößerte Ausschnitte aus Stereogramm I (Normalengesetze) nach *v. d. Kaaden*. (Strichlierte Kurve = Hochtemperatur; ausgezogene Kurve = Tieftemperatur; Punkte = sichere Messungen; Kreuze = Oligoklase aus Pechsteinporphyr; Kreise = unsichere Messungen.

kornformen sind häufig in randlichen Bereichen oder in durchziehenden Rupturen verändert durch Serizitisierungen, Karbonatausscheidungen und *Albitbildungen*. Die Albitbildung ließ sich in einem Fall als An_6 mit nahezu Tieftemperaturoptik einwandfrei bestimmen. In anderen Fällen waren die Lichtbrechungsunterschiede und die charakteristischen Mikrolithenanreicherungen im vermut-

lichen Albit im Gegensatz zum auffallend reinen Andesin bezeichnend. Einzelbeobachtungen an derartigen Andesin-Albiteinsprenglingen zeigen Andesinkerne, die sich durch eine von außen nach innen fortschreitende oder das ganze Korn gleichmäßig erfassende Albitisierung nur mehr als Schollen erhalten haben. Der Gesamteindruck dieser Dünnschliffbeobachtungen spricht zweifelsfrei dafür, daß es sich um eine Umsetzung von Andesin zu saurem Albit handelt. An einigen Körnern war Zonarbau erkennbar, dessen Abnahme der Basizität von innen nach außen unregelmäßig erfolgte. In Abb. 2 ist ebenso die Lage der eingemessenen Spaltbarkeits- und Lamellenpole von (001) und (010) im Andesinbereich dargestellt (15 Andesine) und wiederum deutlich sichtbar, daß eine *Mittellage zwischen Hoch- und Tieftemperaturoptik* resultiert; hier jedoch mit leichter Annäherung an die Hochtemperaturkurve. Letzteres drückt sich auch bei der Auswertung der Messungen nach den Köhler-Kurven aus, wonach die Ablesungen auf den Hochtemperaturkurven geringere Unterschiede der An-Werte ergeben, als bei Ablesung auf den Tiefkurven. Die Achsenwinkel für α liegen zwischen 80° und 104°. Sie sind im Verein mit der Stereogrammauswertung nach *v. d. Kaaden* nicht ausdrucksvoll, da in diesem Basizitätsbereich die Kurven für Hoch- und Tiefform von 2 Vα sich sehr nahe kommen. Es zeigen also die Andesine ebenfalls Mittellagen ihrer Optik, jedoch mit erkennbarer Tendenz zur Hochoptik. Weiters lassen sie stoffliche Umsetzungen von Andesin zu Albit erkennen, die sehr wahrscheinlich mit der optischen Umorientierung ihrer Indikatrizes aus der Hochform in eine Mittellage zwischen Hoch- und Tiefform Hand in Hand gehen.

c) *Oligoklase:* Nur in einem Probestück (Pechsteinporphyr) wurden neben überwiegend Anorthoklasen, Oligoklase zwischen An_{24-30} gemessen. Sie waren abgesehen von geringfügigen Karbonateinschlüssen völlig rein und ohne Veränderungen. Die sehr verläßlichen Einmessungen von Spaltbarkeits- und Lamellenpolen dieser Oligoklase liegen interessanterweise auf den Kurven für *Hochtemperaturform* nach *v. d. Kaaden* (s. Abb. 2, Kreuzsignaturen) ebenso nach *Köhler* (2 Vα 64 bis 71° liegen gleichfalls auf Hochtemperaturkurve). Die Tatsache, daß nur in diesem Typus — wo Glasbasis existiert — die Plagioklase (und auch die Na-K-Feldspate, vgl. unten) eine Hochoptik zeigen, erscheint mir für spätere Erörterungen über Ursachen zur Entstehung von optischen Mittellagen sehr wesentlich.

d) *Na-K-Feldspate:* Zum Vergleich mit den Verhältnissen bei den Plagioklasen wurden verschiedene Na-K-Feldspate gemessen. Obwohl die Messungen nicht so genau ausgeführt werden konnten wie

bei ersteren (kleine 2 Vα, starke Achsendispersion), ergaben sie gute Übereinstimmung mit den Optik-Temperaturbeziehungen bei den Plagioklasen. Mit Ausnahme des Pechsteinporphyrs wurden in allen Proben, soweit Na-K-Feldspate überhaupt vorlagen, Natronorthoklas und Anorthoklas festgestellt. In einigen Fällen war zu beobachten, daß im Na Or noch An Or-Kerne vorhanden waren, die aus dem mikroskopischen Bilde auf einen allmählichen Abbau von außen nach innen schließen lassen. Mitunter ist in den randlichen Partien der Orthoklase perthitische Albitisierung (mit Schachbrettalbitlamellierung) zu sehen. Es darf aus den Beobachtungen angenommen werden, daß ein Umwandlungsvorgang von ursprünglich Anorthoklas über Natronorthoklas zu Orthoklas und Albit vorliegt. Möglicherweise existieren auch bei den Na-K-Feldspaten optische Mittellagen. Im Pechsteinporphyr hingegen, wo für die Plagioklase Hochtemperaturoptik gemessen wurde, liegen auch die Na-K-Feldspate als Anorthoklase vor und zeigen unter dem Mikroskop keine wesentlichen stofflichen Umwandlungen.

2. *Tuffitkonglomerat aus der nördlichen Grauwackenzone* (Gainfeldkonglomerat), 12 Messungen. In diesem Konglomerat (vgl. L. 4) wurden Albitite mit Fluidalgefüge festgestellt und gemessen. Die wenigen einwandfrei meßbaren Plagioklase waren An_{1-4} mit 2 Vα zwischen 104° und 100° *und Tieftemperaturoptik.*

3. *„Diabase" aus der nördlichen Grauwackenzone,* 8 Messungen. Es wurde Material aus dem Raume zwischen Zell am See und Innsbruck untersucht. Die meßbaren Plagioklase waren Albite mit wechselndem An-Gehalt zwischen An_{10} und An_3, die Achsenwinkel für α lagen zwischen 104° und 96°. Nach der Auswertung der Spaltbarkeits- und Lamellenpole im Stereogramm *v. d. Kaaden,* nach Auswertungen mit den Kurven von *A. Köhler,* sowie aus den Beträgen der Achsenwinkel ist auch für diese Plagioklase *Tieftemperaturoptik* sicher.

4. *Geröllgneise der Unteren Tauernschieferhülle,* 28 Messungen. In (L. 4) wurden auch diese Gesteine ihrer geologischen und petrographischen Stellung nach kurz erwähnt. In den Geröllgneisen dominieren die gleichen Albititgerölle, wie sie unter 2. genannt wurden, und zeigen ebenfalls schöne Fluidalgefüge. Messungen der leistenförmigen Albite und der relativ seltenen Einsprenglingsalbite ergaben in allen Fällen sichere *Tieftemperaturoptik.* Die An-Gehalte lagen zwischen An_{2-6}, 2 Vα zwischen 104° und 99°. Die gemittelten Werte aus den Einzelmessungen sind $An_{3\cdot4}$ und 2 Vα 101·4°. Sie genügen in ihrer Genauigkeit um zu zeigen, daß auch die Achsenwinkel keine Anhaltspunkte mehr für ehemalige Hochtemperaturoptik oder eine Mittellage geben.

5. *Psephitgneise und Konglomerattektonite aus dem Aar- und Gotthardmassiv,* 5 Messungen. Diese Konglomerate sind geologisch und petrographisch mit jenen unter 4. vergleichbar (L. 3, 4). Die Plagioklase der Albititgerölle waren gut meßbar und ergaben An_{2-5}, $2\,V\alpha$ 104° bis 98°. Auch hier liegen Spaltbarkeits- und Lamellenpole von (010) und (001) genau auf den *Tieftemperaturkurven* im Stereogramm *v. d. Kaaden.* Ebenso ist aus den Achsenwinkeln kein Anhaltspunkt für Hochtemperaturform oder Übergangslagen möglich.

Faßt man die Messungsergebnisse zusammen, so kann festgehalten werden: *In den Varietäten des Bozener Quarzporphyrs existieren bei Plagioklasen Übergangsformen zwischen Hoch- und Tieftemperaturoptik. In mehr oder weniger alpinmetamorphen Konglomeraten mit Ergußgesteinskomponenten und in ehemaligen Diabasen zeigen die Plagioklasindikatrizes Tieftemperaturform.* Unterschiede in der Plagioklasoptik zwischen schwächer metamorphen und stärker metamorphen Ergußgesteinen waren nicht mehr feststellbar. Meßfehler erscheinen durch eine statistische Auswertung weitgehend behoben.

Als *petrographische Ursachen* zur Entstehung von Übergangslagen in der Plagioklasoptik kommen für die hier gemessenen Beispiele aus dem Bozener Quarzporphyr nachstehende Möglichkeiten in Betracht: 1. Übergang von einer weniger stabilen Hochform in die stabilere Tiefform durch Alterung. Also nur unter dem Einfluß der Zeit (Permische Ergüsse!). 2. Übergang durch veränderte Kristallisationsbedingungen (starke Verlangsamung des Abkühlungsprozesses oder spätere Wiedererwärmung).

Für die Frage, welche der beiden Möglichkeiten hier wahrscheinlicher ist, ist folgendes maßgebend: Nur im Typus mit Glasbasis ist die Hochform der Plagioklasoptik unverändert vorhanden; in diesem Material sind auch keine stofflichen Umsetzungen innerhalb der Einsprenglinge beobachtbar.

In den Varietäten mit kristalliner Grundmasse sind Mittel- bis Tieflagen der Plagioklasoptik und stoffliche Umsetzungen intermediärer Plagioklase zu sauren Plagioklasen charakteristisch; *diese Umsetzungen können ihrer Erscheinung nach und den geologischen Verhältnissen entsprechend mit der Spilitreaktion verglichen werden.* Außerdem scheint es vom Grade der Kristallinität der Grundmasse abhängig zu sein, in welchem Ausmaße noch Reste von intermediären Plagioklasen vorhanden sind und zum Teil auch wie stark die Mittellage der Plagioklasoptik gegen die Tieflage streut.

Aus dieser Zusammenfassung petrographischer Einzelbeobachtungen scheint mir die Möglichkeit unter 2. wahrscheinlicher.

Eine Gegenüberstellung dieser Überlegungen mit den bekannten geologischen Vorgängen im Raume des Bozener Quarzporphyrs und dessen Umgebung ergibt die Möglichkeit, diese Gesteinsveränderungen der Tauernkristallisation nach *Sander* (L. 12) oder dem Umstande, daß sich mehrere zeitlich unterscheidbare Ergüsse überdecken, zuzuordnen. Untersuchungen am Plagioklasporphyr aus der Nähe des Idrosees im besonderen und den Beobachtungen am Schliffmaterial des Bozener Quarzporphyrs im allgemeinen zeigten aber, daß die jungalpine Metamorphose keine derartigen Gesteinsveränderungen mehr bewirkt. *Es dürfte somit die Lagerung der Quarzporphyre in mehreren Ergußdecken übereinander als geologische Ursache für die beschriebenen Gesteinsveränderungen naheliegender sein*, was der weiteren Prüfung durch derzeit mir nicht mögliche Begehungen vorbehalten wird.

Als Ursache für die Tiefform der Plagioklasoptik in den vulkanischen Konglomeratkomponenten der nördlichen Grauwackenzone und der Tauernhülle, sowie auch in den Schieferhüllen der Westalpen, kann die Tauernkristallisation (bzw. alpine Metamorphose in den Westalpen) angesehen werden. Die Tieftemperaturoptik in den "Diabasen" aus der salzburgischen und tirolischen Grauwackenzone ist mehrdeutig.

Zusammenfassung.

Als Ergebnisse dieser Untersuchungen können festgehalten werden: Es existieren Mittellagen der Plagioklasoptik zwischen Hoch- und Tieftemperaturform im Bozener Quarzporphyr. Sehr wahrscheinlich ist eine stoffliche Umsetzung von basischeren zu saueren Plagioklasen damit in Zusammenhang zu bringen. Diese morphologischen und stofflichen Veränderungen im Bozener Quarzporphyr können geologischen Vorgängen zugeordnet werden, welche gleichfalls vermittelnde Bedingungen zwischen intrusiver und extrusiver Gesteinsbildung erzeugten. Für grundsätzliche petrogenetische Zusammenhänge (z. B. Quarzporphyr-Granit) sind die Ergebnisse noch unzureichend und räumlich zu begrenzt; sie erlauben aber immerhin die Bedeutung der Hoch- und Tieftemperaturoptik von Plagioklasen für solche Fragestellungen zu unterstreichen. Tauernkristallisation bzw. alpine Metamorphose erzeugen Tieftemperaturoptik in Ergußgesteinen ihres Einflußbereiches ohne deren primäre Gefüge zu verändern.

Literatur.

1. *Bowen* and *Tuttle*, High-Temperature albite and continguous feldspars. Journal of Geology Vol. 58, Nr. 5, Sept. 1950. — 2. *Heißel, W.*, und *J. Ladurner*, Geologie des Gebietes von Villnöss-Gröden-Schlern-Rosengarten. Jahrb. Geol. B. A. Bd. 86, H. 1/2 (1936). — 3 *Karl, F.*, Über einige tektonische und petrographische Beobach-

tungen im Gotthard- und Aarmassiv und im Raume nördlich Bellinzona. Verh. Geol. B. A. 1952, H. 4. — 4. *Karl, F.*, Das Gainfeldkonglomerat bei Bischofshofen und seine Beziehungen zu einigen Konglomeraten in den Tauern und den Westalpen. Anz. d. Math. naturw. Kl. österr. Ak. d. Wiss. 1953/1. — 5. *Klebelsberg, R. v.*, Geologie von Tirol. Borntraeger. Berlin. 1935. — 6. *Köhler, A.*, Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik von vorangegangenem Wärmeverhalten. (Die Existenz einer Hoch- und Tieftemperaturoptik): Min. petr. Mitt. Neue Folge, Bd. 53, (1941), S. 24—49. — 7. *Köhler, A.*, Drehtischmessungen an Plagioklaszwillingen von Tief- und Hochtemperaturoptik. Min. petr. Mitt. Neue Folge, Bd. 53 (1941), S. 159—179. — 8. *Laves, F.*, and *U. Chaisson*, An X-ray investigation of the high-low albite relations. The Journ. of Geology, Vol. 58, Nr. 5, Sept. 1950. — 9. *Mutschlechner, G.*, Geologie der Peitlerkofelgruppe (Südtiroler Dolomiten). Jahrb. Geol. B. A. Bd. 83, H. 1/2 (1933). — 10. *Reinhard, M.*, Universaldrehtischmethoden. B. Wepf u. Co., Basel, 1931. — 11. *Sander, B.*, Porphyrite aus den Sarntaler Alpen. Zeitschr. Ferdinandeum, III. Folge, 53. H., (1907). — 12. *Sander, B.*, Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jahrb. Geol. R. A. 1912, Bd. 62, H. 2. — 13. *Sander, B.*, Carta geologica delle Tre Venezie. Bressanone, 1 : 100.000. — 14. *Sander, B.*, Erläuterungen zur Geologischen Karte Meran—Brixen, Schlernschriften, H. 16, Verl. Wagner, Innsbruck, (1929). — 15. *Sander, B.*, Die allothigenen Komponenten der Tuxer Grauwacken. Nat. Med. Ver. Innsbruck, 1947 und unpublizierte Tagebuchaufzeichnungen, 1936. — 16. *Scholler, H.*, Versuche zur Temperaturabhängigkeit der Plagioklasoptik. Min. petr. Mitt. Neue Folge, Bd. 53, (1941), S. 180—212. — 17. *Tertsch, H.*, Die optische Orientierung des Hochtemperatur-Anorthites. Min. petr. Mitt. Neue Folge, Bd. 53 (1941), S. 50—66. — 18. *Tröger, E.*, Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. E. Schweizerbartsche Verl.-Buchhandlg. Stuttgart, 1952.

Aus dem Geologischen Institut der Universität Helsinki, Finnland.

Ein Lamprophyrgang in Helsinki und die Lamprophyrprobleme.

Von

Pentti Eskola.

Mit 3 Textabbildungen.

(Eingelangt am 27. April 1953.)

Zusammenfassung.

Ein 5 bis 14 cm dicker Lamprophyrgang in Helsinki wurde untersucht. Seine Zusammensetzung ist camptonitisch bis alnöitisch, die Gangmitte ist erheblich reicher an Mg und ärmer an Al, Fe, Ca, Na, K, Ti, P und CO_2 als die Salbänder. Die Bedeutung dieses Umstandes sowie die Genesis der Lamprophyre aus einem mit CO_2 gesättigten, ursprünglich olivinbasaltischen Magma bei niedrigen Temperaturen unter Zufuhr von Al- und (K, Na)-reichen magmatischen Lösungen wird diskutiert.

Der Gang beim Gefängnis.

Vor ein paar Jahren fand der Geologiestudent *Ossi Näykki* im Makadam-Steinbruch beim Zentralgefängnis in Söörnäinen, Helsinki, einen Lamprophyrgang in grauem, mittel- bis grobkörnigem Trondhjemit. Unweit vom Gefängnis auf der Süd- und Westseite wird der Trondhjemit von palingenem, jüngerem, mikroklinreichem Helsinkigranit ersetzt. Außer dem Lamprophyrgange gibt es im Trondhjemit wie auch in den Quarzdioriten der Helsinkigegend noch andere dunkle Gänge und Bänder, die eine granoblastische Struktur und amphibolitische Mineralzusammensetzung aufweisen. Sie sind älter als die Granitisation.

Der Lamprophyrgang streicht vertikal und schnurgerade durch den Steinbruch und ist sicher postgranitisch, sogar postarchäisch. Er ist gegenwärtig etwa 40 m lang entblößt. Am Westrande des Steinbruches ist er nur 5 bis 7 cm dick, aber schwillt allmählich gegen Osten an und erreicht am Ostrande eine Dicke von 14 cm. Er hat dunkle, glasige Salbänder und Mittelteile mit hellfarbigen, porphyrischen Einsprenglingen bis zu 5 mm Durchmesser, die sich als Pseudomorphosen nach Olivin erwiesen haben. Chemische Analysen von der Gangmitte und dem Salband wurden ausgeführt (Tabelle).

Lamprophyr aus Söörnäinen, Helsinki.
Analysen von *Matti Mäntynen*, Ba-Bestimmungen von *Aarno Juurinen*.

Gewichts-Prozent			Normen			Niggli-Werte		
	1. Gangmitte	2. Salband		1. Gangmitte	2. Salband		1. Gangmitte	2. Salband
SiO_2	39·40	39·36	or	15·80	20·91	si	68	86
Al_2O_3	8·71	12·26	ab	8·84	8·35	ti	3·17	5·37
Fe_2O_3	2·87	1·16	an	11·25	10·87	p	0·33	0·60
FeO	8·41	10·12	ne	—	7·84	co_2	8·95	13·69
MnO	0·32	0·32	Σ sal	35·89	47·97	al	9	16
MgO	16·75	8·58	wo	2·21	3·61	fm	70	48·5
CaO	8·74	10·76	fs	1·59	1·28 di	c	16	25
BaO	0·22	0·26	en	6·84	2·14	alk	5	10·5
Na_2O	1·04	2·70	fa	6·30	8·90	mg	0·72	0·57
K_2O	2·67	3·54	fo	24·30	13·40	k	0·63	0·43
TiO_2	2·44	3·28	ap	1·07	1·55			
P_2O_5	0·46	0·66	cc	8·59	10·64			
CO_2	3·78	4·68	il	4·60	6·30			
H_2O+	4·24	2·40	mt	4·18	1·69			
H_2O-	0·48	0·36	Σ fem	59·68	49·51			
	100·53	100·44	H_2O	4·72	2·76			

Beide Analysen zeigen Zusammensetzungen, die für die Lamprophyre eigen sind. In der Zusammenstellung von *Beger* (*Niggli* und *Beger* 1923) finden sich unter den Alnöiten und Monchiquiten sowohl solche, deren Niggliwerte mit den unserer Gangmitte wie auch solche, die mit dem des Salbandes übereinstimmen. Einige Camptonite wieder stimmen mit dem Salband überein. Die gar zu vielen Namen der Lamprophyre bedeuten ja wenig. Wichtig sind nur die charakteristischen Merkmale, wie ein für so basische Gesteine hoher Alkaligehalt, hoher BaO-, TiO_2-, P_2O_5-, CO_2- und H_2O-Gehalt.

Der große Unterschied zwischen der MgO-reichen Gangmitte und dem fast alkalischen Salbande ist höchst auffallend. Die Einsprenglinge werden gegen die Gangmitte allmählich sowohl größer als auch zahlreicher. Nur unmittelbar am Kontakte befinden sich einzelne größere Einsprenglinge (Abb. 1 und 2).

Die Einsprenglinge haben typische Formen der Olivinkristalle mit Prismen- und Pyramidenflächen, aber sie sind vollkommen umgewandelt. Meistens ist der mittlere Teil farblos mit höchstens hellgelben Interferenzfarben im Dünnschliffe. Die Auslöschung ist etwas undulierend, die Struktur blättrig. Lichtbrechung etwa 1·58. Die optischen Eigenschaften stimmen am besten mit denjenigen des Antigorits überein. Die Randpartien der Pseudomorphosen wieder bestehen aus einem anderen blättrigen

Mineral, dessen Doppelbrechung erheblich höher und dessen Lichtbrechung etwas niedriger ist als die des Kernes (Abb. 3). Manche Pseudomorphosen enthalten dazu noch viel Karbonat. Einige sind grünlich braun gefärbt, wie Bowlingit. Nach einer von Herrn Professor *Th. G. Sahama* freundlichst gemachten Aufnahme mit dem registrierenden Philips Röntgenapparat enthalten die farblosen Einsprenglinge sicher Talk und Kalzit. Um zu konstatieren, ob Antigorit anwesend ist, wurde der Antigorit von Pitkäranta (*Eskola* 1951) mit demselben Apparat zum Vergleich aufgenommen, aber die erhaltenen Kurven zeigten keine Ähnlichkeit miteinander. Die Kurve des Pitkäranta-

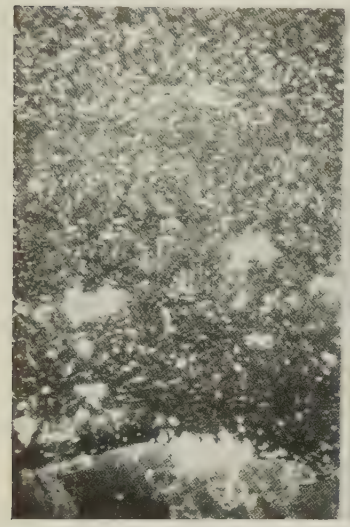


Abb. 1.

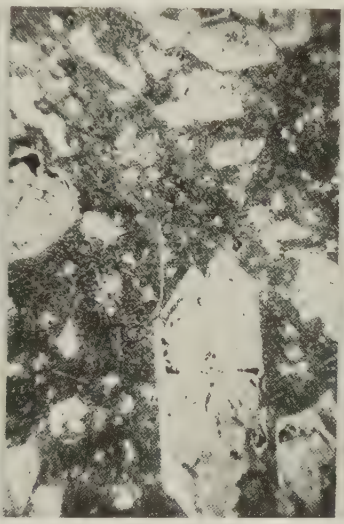


Abb. 2.

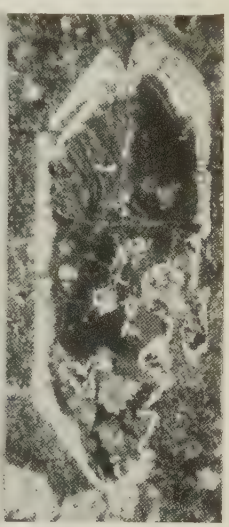


Abb. 3.

Abb. 1. Das glasige Salband des Lamprophyrganges. In der oberen Hälfte (undeutlich) eine scharfe Grenze gegen eine etwas grobkörnigere Masse. Die Olivinpseudomorphosen (weiß) teils parallel angeordnet. Mit einem Nicol. Vergr. 8mal.

Abb. 2. Gangmitte mit feinkörniger Grundmasse. Euhedrale Olivinpseudomorphosen (weiß), schlanke Pyroxenprismen (grau) und winzige Amphibolprismen (schwarz). Einige Kalzitmandeln. Mit einem Nicol. Vergr. 17mal.

Abb. 3. Olivinpseudomorphose. (Dasselbe Korn in Abb. 2.) Mitte, in Auslöschungsstellung, ein chloritähnliches Mineral, umschließt einige Kalzitkörner. Die Randzone besteht aus Talk. Nicols gekreuzt. Vergr. 28mal.

Minerals ist identisch mit der von *Yoder* (1952) gemachten Aufnahme des natürlichen Antigorits, aber keine von *Yoders* Kurven von verschiedenen Serpentinmineralen zeigt Ähnlichkeit mit der von unseren Olivinpseudomorphosen. Auch Brucit, den *Bearth* (1932) aus dem Lamprophyr von Malcantone angibt, war nicht vorhanden. Zur Zeit kann man nur sagen, daß der Hauptteil der Olivinpseudomorphosen ein magnesiumreiches, chloritähnliches Mineral sein muß, und daß ihre Ränder aus Talk bestehen.

Gleich am Kontakte ist die Grundmasse glasig. Auch bei stärkster Vergrößerung können darin nur äußerst kleine pigmentartige sowie etwas größere rundliche oder unregelmäßige Erzkörner beobachtet werden. Sie kommen im ganzen Gange vor. Nicht weit vom Kontakt erscheinen allmählich schlanke Prismen von farblosem oder schwach bräunlichem Pyroxen mit maximalen Auslöschungsschiefen von etwa 45°. In der Gangmitte messen sie höchstens etwa 1 mm. Noch etwas weiter vom Kontakte

entfernt, wo die dichte Grundmasse heller wird, sieht man dazu noch viele kleinere und dünnere, dunkelbraune stark pleochroitische Amphibolprismen mit höchstens 10° Auslöschungsschiefe. Die höchste beobachtete Interferenzfarbe war rot 1. Hie und da im Gange, am reichlichsten nahe am Kontakte, sieht man kleine rundliche oder unregelmäßig geformte Mandeln aus Kalzit. Kein Feldspat oder Biotit, auch kein Melilith oder Perovskit konnten beobachtet werden.

Der Gang ist stellenweise scheinbar verworfen längs senkrecht darauf stehenden Rissen. Aber eine nähere Untersuchung lehrt, daß es sich um keine wirklichen Verwerfungen handelt. An einer solchen scheinbar scharfen Verwerfung von etwa 2 cm ist die grobkörnige Gangmitte nicht scharf abgequetscht, wie es sein sollte, im Falle der Gang nach seiner Verfestigung verworfen wäre. An einer anderen, etwa 4 cm großen Verwerfung des Ganges sieht man an der äußeren Ecke einen dünnen scharfspitzigen Zipfel längs eines Risses, ähnlich den von *Kaitaro* (1935, Figs.: 20, 21, 22) abgebildeten, in Lamprophyrgängen der Åva-Inseln. Der Zipfel folgt der Fortsetzung der Gangspalte, aber die Hauptmasse der Gangintrusion hat längs einer Querkluft seinen Weg in eine benachbarte Kluft gefunden. Diese Erscheinungen zeigen, daß es sich um wirkliche Dilatationsgänge handelt.

An mehreren Stellen ist der Gang doppelt. Gleich am Salbande sind hier relativ große Olivinpseudomorphosen als Einsprenglinge. Dieser Porphyr grenzt scharf gegen das aphanitische Salband des inneren Ganges, der wieder einwärts grobkörniger wird und hellfarbige Olivinpseudomorphosen enthält. Häufig ist das Salband gegen einen inneren Teil scharf begrenzt (Abb. 1) und dürfte somit später intrudiert sein.

Hie und da bemerkt man in der Mitte des grobkörnigen zentralen Teils des Ganges einen nur einige Millimeter dicken Streifen von Nebengestein, Trondhjemit, mit viel Quarz. Dieser Umstand deutet darauf hin, daß die Gänge von innen nach außen gewachsen seien, also wie die Eisenerzgänge und Erzschläuche im Pitkärantagebiet (*Eskola* 1951), obwohl letztere metasomatische Gänge sind.

Die ursprünglich olivinreiche Gangmitte steht in der Reaktionsserie vor dem alkali- und tonerdereicheren Salband und sollte also früher kristallisiert sein. Betrachtet man die Gänge als ein für allemal gefüllte Gangspalten mit „chilled borders", so erscheint die frühere Kristallisation der Gangmitte ausgeschlossen. Dieser scheinbare Widerspruch veranlaßt folgende nähere Diskussion.

Analogien in anderen Gebieten.

Kaitaro (1953, S. 45, Analysen 3 und 4) gibt Analysen des Salbandes und der Gangmitte eines Lamprophyrganges im Åvagebiet. In diesem Falle ist das Verhältnis wie bei uns, zwar weniger ausgeprägt,

In der 382 Analysen umfassenden Zusammenstellung der Niggli-Werte für Lamprophyre bei *Beger* (*Niggli* und *Beger* 1923) finden sich sechs Fälle, wo sowohl die Gangmitte als auch die Randfacies analysiert worden sind. In allen ist die Gangmitte basischer als das Salband. Besonders groß ist der Unterschied in einem Heumitgange von Brathagen, Norwegen. *Brögger* (1898) hat diesem Heumitgange besondere Aufmerksamkeit gewidmet (vgl. unten).

Wahl (1946) erwähnt mehrere nichtlamprophyrische Eruptivmassen, deren Randteile nach der Mitte in der Reaktionsserie stehen. *Barth* (1952) führt als Beispiel eine komposite Aplitmasse aus Alaska an.

Für das umgekehrte Verhältnis, daß also das Salband eines Lamprophyrs basischer und alkaliärmer sei, habe ich in der Literatur keine mit Analysen belegte Beispiele gefunden. *Beger* (1918) sagt zwar, daß manche Kersantite, Spessartite, Malchite und Camptonite am Salbande reichliche Mengen von Hornblende ausscheiden, aber es ist nicht sicher, ob sie dabei basischer werden. *Knopf* (1936) bezeichnet in seiner Beschreibung von Spanish Peaks in vielen Fällen das Salband und die Gangmitte als „heteromorphic". Es ist sicher, daß es auch basische Randzonen in Eruptivmassen, auch in Gängen gibt, aber die typischen Lamprophyrgänge betreffend erscheint dies zweifelhaft.

Das Problem der Differentiation in Gängen.

Brögger (1898) fand eine Erklärung für die Differentiation im Heumitgange in der Annahme, daß das Gangmagma viel Material vom Nebengestein assimiliert hat. Das ist wohl möglich in vielen Fällen, war aber kaum die Hauptursache. Weniger glaubhaft ist Assimilation im Falle des schmalen Helsinkiganges, zumal das trondhjemitische Nebengestein sehr arm ist an Kali, das in der Randfacies besonders angereichert ist, wogegen keine Anreicherung an SiO_2 stattgefunden hat.

Wahl (1946) schlug vor, die Idee des von *Clusius* und *Dickel* erfundenen Tubus für Separierung gasförmiger Isotopen zur Erklärung der fraglichen Differentiation an abgekühlten Rändern anzuwenden. Ein Temperaturgradient in horizontaler Richtung ruft eine Diffusionsströmung gegen die abgekühlte Wand hervor. Hieraus resultieren Konvektionsströmungen aufwärts in der heißen Gangmitte und abwärts längs den Rändern. Dies ist offenbar eine viel versprechende Hypothese. Man könnte nur erwarten, daß eine Thermodiffusion nach diesem Prinzip in Lösungen, vielleicht sogar in Silikatlösungen, experimentell verifiziert werden könnte. *Barth* (1952) hat die Hypo-

these von Thermodiffusion zur Erklärung der Differentiation in einer Aplitmasse auf den Pribilof-Inseln in Alaska angewendet.

Aus unseren Analysen ist ersichtlich, daß man mittels Subtraktion von etwa 6 bis 8 Prozent Olivin und Addition von etwas Kali, etwa als K_2CO_3, aus eins leicht zwei bekommt. Dies bedeutet, daß das Salband mittels Kristallsaigerung als Restschmelze aus dem ganzen Gangmaterial erhältlich ist. Will man nun die Wahlsche Hypothese anwenden, so kann angenommen werden, entweder 1., daß die Thermodiffusion vor der Ausscheidung der Olivineinsprenglinge stattgefunden hat — aber es ist unwahrscheinlich, daß das Gangmaterial jemals als homogene Flüssigkeit existiert hat, — oder 2., daß die Restlösung nach dem Gangrande diffundiert hat — aber dann ist es fraglich, ob die Thermodiffusion so was leisten kann und zweitens ob nicht die Saigerung auch ohne Thermodiffusion, nur als die Folge der Intrusionsbewegung der Flüssigkeit möglich sei.

Die stellenweise auftretende Verdoppelung und Bänderung des Ganges zeugt davon, daß das Gangmaterial durch wiederholte Intrusionen zugeführt worden ist, zuerst längs einer schmalen Spalte, die sich je nach der Zufuhr erweitert hat. Die Streifen vom Nebengestein wurden anfangs von den Wänden der ursprünglichen schmalen Klüfte losgerissen und in der Gangmitte eingeschlossen. Zuerst erscheint als eine Schwierigkeit die Tatsache, daß die Gangmitte eine kristalline Grundmasse besitzt, während sie am Salbande hyalin ist. Dies wird aber verständlich, wenn man bedenkt, daß letztere eine Restschmelze darstellt, die zuletzt auf einmal in etwas größerer Menge ausbrach und als die glasige Randfacies erstarrte. Sie enthielt auch größere Mengen leichtflüchtiger Stoffe als die ursprünglich olivinbasaltische Schmelze.

Das Problem der Lamprophyrentstehung.

In der Entwicklungsgeschichte der Ideen von der magmatischen Differentiation haben die Lamprophyre eine ungemein wichtige Rolle gespielt, namentlich bei *Rosenbusch*, der in der vermutlichen Spaltung der Magmen in komplementäre lamprophyrische und aplitische Teilmagmen ein Urbild der magmatischen Differentiation sehen wollte. Nachdem auf experimentellem Wege sichergestellt wurde, daß die Silikatmagmen nicht im flüssigen Zustande spalten, mußte man die gegenseitige Bedingtheit der Aplite und der Lamprophyre fallen lassen und für letztere andere Erklärungen suchen.

Den größten Anschluß haben besonders die von *Niggli* (*Niggli* und *Beger* 1923, S. 561) und *Bowen* (1928) ausgearbeiteten Hypothesen, die von der gravitativen Kristallsaigerung und Wiederauflösung der Kristalle ausgehen, gefunden. Nach *Bowen* können lam-

prophyrische Gesteine entstehen, wenn Kristalle von Hornblende und Biotit in eine etwas heißere Flüssigkeit absinken. Sie reagieren mit der Flüssigkeit unter Ausscheidung von Olivin und Pyroxen. Das Gestein hat dann eine ziemlich alkalireiche Grundmasse; wird diese, wenn noch flüssig, von den Einsprenglingen abfiltriert, so können Alkaligesteine entstehen. Es ist ersichtlich, daß dies auch mit unserer Gangmitte der Fall wäre.

Die miteinander nahe übereinstimmenden Lamprophyrtheorien von *Niggli* und *Bowen* kehren in Lehrbüchern bis in die neueste Zeit wieder (z. B. von *Wolff*, 1952). Andere dagegen haben etwas abweichende Erklärungen eingeschlagen. *A. K. und M. K. Wells* (*Hatch, Wells* und *Wells* 1949) betonen den hohen CO_2- und H_2O-Gehalt der Lamprophyre. *Wahlstrom* (1950) meint, daß manche Gänge auf eine gewaltsame Intrusion von dunklen Mineralaggregaten mit alkalireichen Lösungen hindeuten. Er referiert *Smith* (1946), der die Bedeutung der leichtflüssigen Stoffe, wie CO_2, hervorhebt. *Turner* und *Verhoogen* besprechen die Theorie von *Bowen* und sagen, diese wird geschwächt durch die Unwahrscheinlichkeit, daß ein heißes olivinbasaltisches Magma mit Hornblende oder Biotit in Berührung kommen kann.

Mir ist seit etwa 1935 weder die Nigglische noch die Bowensche Erklärung der Lamprophyrentstehung ganz befriedigend erschienen. Die Lamprophyre sind charakteristischerweise reich an Mineralen, die leichtflüchtige Bestandteile enthalten, wie hydrierte Minerale, Kalzit und Apatit. Nach dem Vorgang von *Rosenbusch* hat man diese lange für Verwitterungsprodukte gehalten, was nicht zutreffen kann, zumal auch die Lamprophyre der pleistozenen Glaciationsgebiete, wo die Gesteine bis zur Oberfläche frisch und unverwittert sind, ebensolche Umwandlungsprodukte enthalten: Sie sind sicher hydrothermale Bildungen.

Um näheres über die Lamprophyre zu lernen, reiste ich im Dezember 1935 nach Heidelberg und studierte mit freundlicher Erlaubnis von Herrn Professor Dr. *O. H. Erdmannsdörffer* Rosenbuschs Dünnschliffsammlung von Ganggesteinen. Das Ergebnis war, daß etwa 30% der Lamprophyre Kalzit enthalten und meistens gleichzeitig reich an Apatit sind. Es gibt zwar auch Lamprophyre ohne Karbonate, aber sie sind entweder metamorphische, in welchen das Karbonat durch Reaktionen mit Silikaten umgewandelt sein kann, oder sie sind keine eigentlichen Lamprophyre, sondern gangförmig auftretende normale Tiefengesteine. Der Kalzitgehalt wechselt auch sehr in denselben Gängen.

Wie man sich auch den Ursprung des magnesiumreichen Lamprophyrmagmas vorstellt, muß jedenfalls seine Kristallisationstemperatur niedriger gewesen sein als die Schmelztemperatur des granitischen, granodioritischen oder quarzdioritischen Hauptgesteins. Ba-

sische Stoffe können in der Lösung bleiben, wenn die Magmen hyperfusible Stoffe enthalten, die als Träger (carriers) die Kristallisationstemperaturen herabsetzen, wie dies bei einigen Erzbildungsvorgängen und der mit Sulfiderzbildung zusammenhängenden Magnesiametasomatose der Fall ist.

Ich hielt über dieses Thema einen Vortrag beim Geologenkongreß in Moskau (*Eskola* 1937, S. 118). Es heißt im gedruckten Referate:

„Among the igneous rocks the lamprophyres form a counterpart to the magnesiametasomatic rocks. — The lamprophyres therefore must be considered as latemagmatic crystallizations. The concentration of (Mg, Fe)-silicates in the residual magma, or solutions, must be accounted for by some special hyperfusibles which, as ‚carriers', prevented their early separation. Both these groups of rocks are in this respect similar to agpaitic crystallizations."

Die primären Olivineinsprenglinge in unserem Gange deuten auf Kristallisationstemperaturen erheblich oberhalb 400° hin, die Pseudomorphosierung unter Bildung von Talk und einem chloritähnlichen Mineral dagegen auf Temperaturen unterhalb 400° C (*Bowen* und *Tuttle* 1949, *Yoder* 1952). Wahrscheinlich ist während der Intrusion des mit leichtflüchtigen Stoffen gesättigten Magmas das Material allmählich reicher an Alkalien, CaO, BaO, CO_2 und Al_2O_3 geworden und die Temperatur ist langsam gefallen. An diesen Stoffen ist auch die Gangmitte etwas angereichert worden, und die Umwandlung des Olivins fand statt. Ein Hauptfaktor bei der Herabsetzung der Kristallisationstemperaturen war offenbar das Kohlendioxyd, über dessen Herkunft nichts weiteres gesagt werden kann, als daß es sicher juvenilen Ursprungs ist. Der zweite Faktor war das Wasser.

Die Schlußfolgerungen von *Bederke* (1947) stimmen mit den obigen Ergebnissen weitgehend überein, unter anderem darin, daß die großartige Entwicklung der Lamprophyrgänge in Graniten wesentlich nur mechanisch-tektonisch bedingt sein muß. Im Helsinkigange kann überhaupt kein magmatischer Zusammenhang mit Graniten bestehen, eher dürfte der Lamprophyr mit den postjotnischen Olivindiabasen magmatisch verbunden sein. Einverstanden mit *Bederke* bin ich ferner darin, daß der Aufstieg des Lamprophyrs in die hydrothermale Phase fällt.

Die Alnöarbeit von *Eckermann* (1948) beleuchtet die Einwirkung und Rolle des CO_2 bei der Entstehung der Alkaligesteine sowie auch der Lamprophyre, in einer höchst bedeutenden Weise. Er schreibt (S. 161):

„The magmatic melt, or rather liquid, is suggested to have been a high-tensioned one of low temperature (400—600° C), consisting of mainly carbonates, predominantly potassic and containing as additional essential components: lime, magnesia, alumina, iron, titanium and phosphorus, as well as free carbon dioxide, much fluorine and comparatively little water . . ."

Diese Schlußfolgerung kann fast Wort für Wort auf das Lamprophyrproblem angepaßt werden, nur mit der Bemerkung, daß es sich bei der Entstehung der quantitativ unbedeutenden Lamprophyrgänge nicht um so große Mengen von Kohlendioxyd gehandelt hat als bei der Bildung von riesenhaften Alkaligesteinsdiatremen.

Herrn Stud. *Ossi Näykki* schuldet die Petrologie Finnlands Dank für den Fund des Lamprophyrganges. Herrn Prof. Dr. *Th. G. Sahama* danke ich herzlich für die Ausführung der Röntgenogramme und Herrn *Erkki Viluksela* für die mikrophotographischen Aufnahmen. Dem Gefängnisdirektor Herrn *J. D. Konttinen* bin ich dankbar für die Erlaubnis, das Gefängnisgebiet zu besuchen, und den Gefangenenwächtern sowie vielen Gefangenen für freundliches Entgegenkommen während meiner Felduntersuchung.

Literatur.

Barth, Tom F. W., 1952, The differentiation of a composite aplite from the Pribilof Islands, Alaska. Am. J. Sci. Bowen-volume. — *Bearth, Peter, 1932*, Die Ganggesteine des Malcantone. Schweiz. Min. Petr. Mitt. B. XII. — *Bederke, E.*, 1947, Zum Problem der Lamprophyre. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. — *Beger, P. J.*, 1918, Salbandbildungen bei Lamprophyren und der Odinit. Sitz.-Ber. math.-phys. Klasse kgl. sächs. Ges. Wiss. LXX. — *Bowen, N. L.*, 1928, The Evolution of the igneous rocks. Princeton University Press. — *Bowen, N. L.*, and *O. F. Tuttle*, 1949, The system MgO-SiO_2-H_2O. Geol. Soc. America Bull., vol 60. — *Eckermann, Harry von*, 1948, The alkaline district of Alnö Island. Sveriges Geologiska Undersökning Ser. Ca, N: o 36. — *Eskola, Pentti*, 1937, Magnesia-Metasomatism and the lamprophyric rocks. International XVII Geological Congress, USSR. Abstracts of papers. — *Eskola, Pentti*, 1951, Around Pitkäranta. Ann. Acad. Sci. Fenn. A III, 27. — *Hatch, F. H., A. K. Wells* and *M. K. Wells*, 1949, The petrology of the igneous rocks. 10. edition. Thomas Murby & Co. — *Kaitaro, Simo*, 1951, Geologic structure of the late pre-Cambrian intrusives in the Åva area. Åland islands. Bull. Comm. géol. Finl. 162. — *Knopf, Adolph*, 1936, Igneous geology of the Spanish Peaks region, Colorado. Bull. Geol. Soc. America, Vol. 47. — *Niggli, P.*, und *P. J. Beger*, 1923, Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin, Gebrüder Borntraeger. — *Smith, H. G.*, 1946, The lamprophyre problem. Geol. Mag. Vol. 83. — *Turner, Francis, J.*, und *Jean Verhoogen*, 1951, Igneous and metamorphic petrology. McGraw Hill Book Company, inc. New York, Toronto, London. — *Wahl, W.*, 1948, Thermal diffusion-convection as a cause of magmatic differentiation. I. Am. J. Sci., Vol. 244. — *Wahlstrom, Ernest E.*, 1950, Introduction to theoretical igneous petrology. John Wiley & Sons, inc. New York. — *Wolff, Ferdinand von*, 1951, Gesteinskunde. Die Eruptivgesteine. Rudolf A. Lang Verlag Possneck. — *Yoder, Hatten S., Jr.*, 1952, The MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O system and the related metamorphic facies. Am. J. Sci., Bowen Volume.

Aus der Geologischen Bundesanstalt, Wien.

Die grünen Werfener Schichten von Mitterberg (Salzburg).

Von

Werner Heißel.

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 27. April 1953.)

Übersicht.

Von der Grenze der Grauwackenzone zu den Kalkalpen sind im Salzburgischen schon lange eigenartige Gesteine bekannt, die besonders während der ersten genaueren geologischen Durchforschung des Landes die verschiedensten Deutungen erfahren haben, von Serpentin-Breccien über Diorit-Breccien und Diorit-Tuffe mit Dioritknollen bis zu Grauwackenschiefern und Werfener Schichten. Die Unsicherheit der Erkenntnis des Wesens dieser Gesteine spiegelt sich schon in der Namensgebung wider: „Der Grüne", „Grüne Gesteine von Mitterberg", „Grüne Schiefer". Sie waren zwischen Dientner Sattel im Westen und dem Fritzbachtal im Osten (östlich Bischofshofen) bekannt, wo sie einen durchgehenden Gesteinszug von rund 700 m Mächtigkeit bilden. Wegen ihrer engen Beziehungen zu den Kupfererzgängen von Mitterberg haben sie stets die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen. Zur Zeit der magmatischen Erklärung wurden auch genetische Zusammenhänge zwischen diesen Gesteinen und den die Lagerstätte durchsetzenden Störungen vermutet. Dabei dürften allerdings auch die im Gangbereich auftretenden diabasischen Gesteine der Grauwackenzone mit in diese Deutung einbezogen worden sein.

Während *E. Hussak* (8)[1] noch 1882 den „Serpentin von Mitterberg" für einen Augit-Antigoritserpentin erklärt, hat schon 1880 *F. Pošepny* (10) diese Gesteine richtig als Werfener Schichten erkannt und als „haselgebirgsartige Masse" beschrieben. *A. v Groddeck* (1) gibt 1883 eine genaue Beschreibung des Gesteines: Es besteht aus Quarz, Serizit und Chlorit und gehört sehr wahrschein-

[1] Die Zahlen verweisen auf die betreffenden Nummern der Literatur.

lich dem Silur von Mitterberg an, also zu den Gesteinen der Grauwackenzone. 1889 erkennt *C. W. Gümbel* (2) abermals in ihnen Werfener Schichten. *F. Trauth* (12) kann 1925 den Haselgebirgscharakter nicht bestätigen, sondern beschreibt das Gestein als grüne Werfener Schichten.

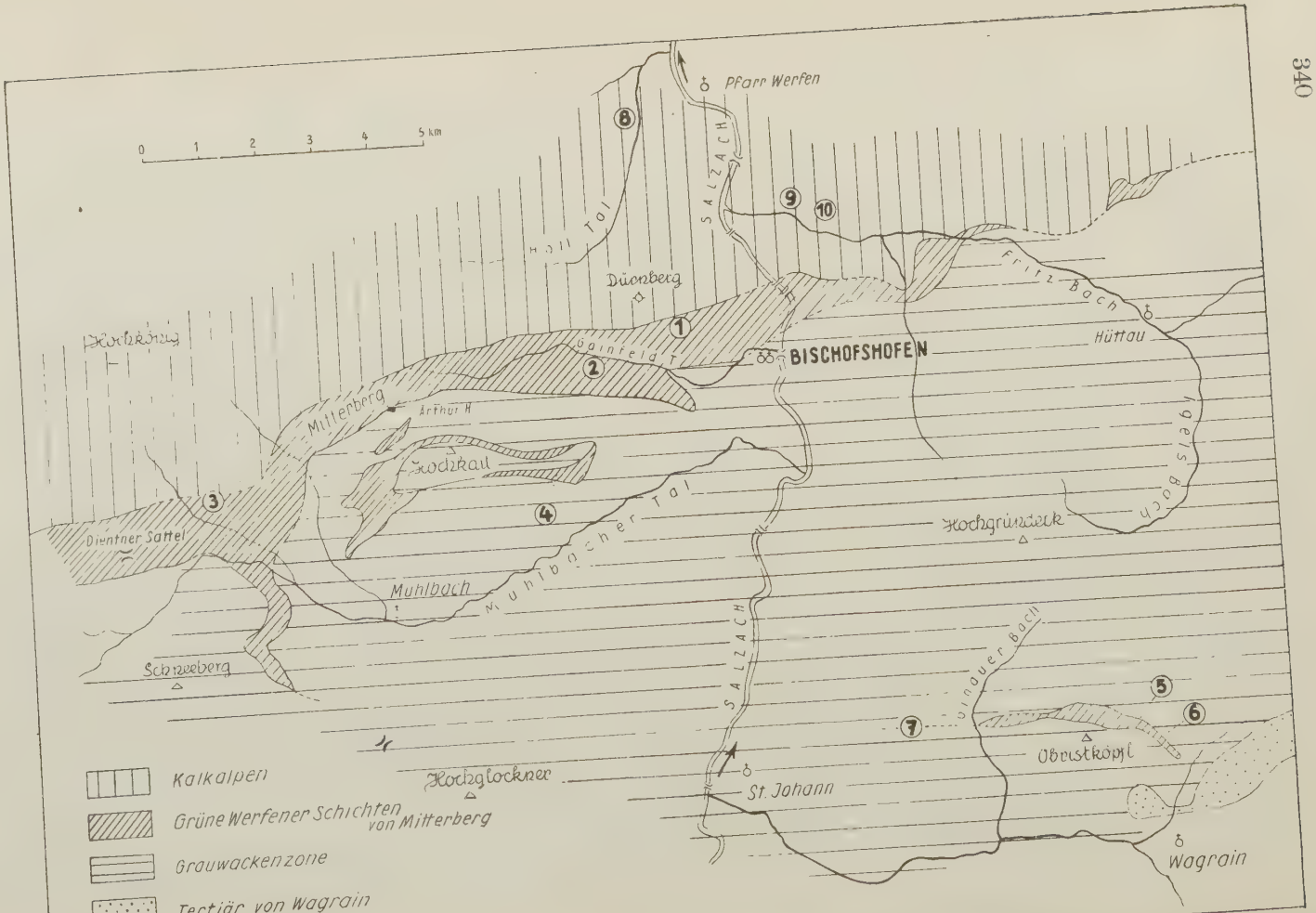
Waren früher diese Gesteine nur vom Kalkalpen-Südrand zwischen Dientner Sattel und Fritzbachtal bekannt, so konnten sie in letzter Zeit in weit größerer Ausdehnung und ganz anderer geologischer Stellung aufgefunden werden [*W. Heißel* (5, 6, 7)], so daß ihnen auch eine regional-tektonische Bedeutung zukommt. Denn ebensolche Gesteine fanden sich auch sehr reichlich innerhalb der Grauwackenzone, sogar an deren Südrand. Ihre Verbreitung außerhalb des kalkalpinen Bereiches ist so ausgedehnt, daß neuerdings die Frage sich aufdrängte, ob es sich bei diesen Gesteinen tatsächlich um Werfener Schichten, also um Gesteinsgut der Kalkalpen handelt oder ob nicht doch den Grauwacken zugehörende Schichten vorliegen. Zur Klärung dessen ist eine neuerliche Untersuchung gerechtfertigt.

Von dem am Kalkalpen-Südrand entlangstreichenden Gesteinszug (vgl. Abb. 1) spaltet östlich des Dientner Sattel beim Jagdhaus Kniealm (1150 m)[1] ein Ast gleicher Gesteine ab und streicht, im Liegenden und Hangenden von Grauwackengesteinen begleitet, unterhalb der Kasbachalm (1562 m) an der Ostseite des Schneeberges südwärts. Er läßt sich bis in das Brennermais verfolgen.

Weite Verbreitung haben diese Gesteine im Raume des Hochkail (1783 m). Außer der schon *F. Pošepny* (10) und *A. v. Groddeck* (1) bekannten Scholle, die im Josefi-Unterbaustollen des Kupferbergbaues Mitterberg angefahren wurde und die südwestlich des Troiboden zu Tage tritt, ziehen entsprechende Gesteine rund um den Gipfel des Hochkail. Sie liegen in ihrer ganzen Erstreckung auf Grauwackengesteinen auf und werden ebenso von den die Gipfelkappe dieses Berges bildenden Grauwackenquarziten überlagert.

Ein weiteres Vorkommen vollkommen entsprechender Gesteine zieht aus der Ginau nordwestlich Wagrain von Schwarzenegg (1086 m) über P. 1345 (nördlich Obristköpfl) zum Halser Bach. Es läßt sich bis Moos nördlich Wagrain verfolgen und tritt bis auf etwa 1 km Entfernung an das Wagrainer Tertiär heran, welches hier die Grauwackenzone von den südlich liegenden Radstädter Quarzphylliten trennt. Seine westliche Fortsetzung findet der Gesteinszug Halser Bach—Ginau in dünnen, grünen Schiefern, die am Forsteck

[1] Alle Orts- und Höhenangaben nach der neuen österreichischen Karte 1 : 25.000, Blätter 124/1—4 und 125/1—4.



ener Schichten von Mitterberg im Raume von Bischofshofen.

(1448 m) westlich des Ginauer Tales anstehen. Ein Zusammenhang mit dem Zuge Kniealm—Brennermais erscheint nicht von der Hand zu weisen zu sein.

Gesteinsausbildung.

Die Ausbildung dieser grünen Gesteine ist sehr verschieden. Dünnbankige bis ungeschichtete Quarzite, brecciös bis konglomeratische Bildungen und feinkörnig grusige Ablagerungen sind die Haupttypen. Grüne Färbungen sind weitaus überwiegend. Die Zusammengehörigkeit all dieser Gesteine ergibt sich einwandfrei durch ihre Lagerung und durch bestehende Übergänge.

Die Quarzite sind so feinkörnig, daß sie mit freiem Auge meist keine Gemengteile erkennen lassen und nur ihre Härte auf den hohen Kieselsäuregehalt hindeutet. Häufig zeigen diese Gesteine im Gelände keine Schichtung, sondern besitzen mehr massiges Aussehen. Geschichtet handelt es sich um dünnbankige Gesteine, auf deren Schichtflächen Serizit seidigen Schimmer bewirkt. Von der dünnbankigen Ausbildung der echten Werfener Quarzite unterscheidet diese Gesteine das Fehlen der knolligen Bankungsflächen und das Fehlen der für jene bezeichnenden tonigen Zwischenlagen zwischen den einzelnen Quarzitbänken. Gelegentlich tritt auf dünnen Klüften weißer oder rosafarbener Gips auf (z. B. westlich des Dientner Sattel). Mehrfach finden sich in solchen Gesteinen flach-würfelförmige Einschlüsse mit nach innen eingebogenen Seitenflächen. Sie sind von einer braunen meist lockeren Masse erfüllt. Ihr Aussehen gibt ihrer Erklärung als Steinsalzpseudomorphosen einen hohen Wahrscheinlichkeitsgrad. Fundorte sind die unteren Teile der Gräben am Südhang des Gainfeld-Tales, die Umgebung der Höfe Schorn (1171 m) und Radstadt (1148 m) an der Südseite des Hochkail und der Graben, der von der Wiedersberg Alm (1542 m) zum Trockenbach hinabzieht. Fast überall werden diese Gesteine reichlich von Klüften durchsetzt, die Quarz und Eisenkarbonat führen, das stets mehr oder weniger in Brauneisen umgesetzt ist. Auch Gänge und Linsen gleicher Füllung, bis über $^1/_2$ m mächtig, sind nicht selten. Die Farbe des Gesteins ist stets ein kräftiges Grün bis lichtes Gelbgrün. Nur selten tritt örtlich graue bis violettlichgraue Tönung auf.

Die brecciös-konglomeratischen Bildungen brechen im Gelände oft in kleinen Felswänden an. Harte Knollen des grünen Gesteines (offenbar höherer Quarz- und geringerer Tongehalt) von verschiedenster Größe (bis kopfgroß und auch größer, im Durchschnitt faustgroß), eckig bis gerundet, sind sehr fest verkittet. Zwischen den Knollen bestehen meist noch freie Räume, in denen kleine Drusen von Quarz und Eisenkarbonat sprießen. Auch in den brecciös-kon-

glomeratischen Gesteinen kommen Gänge von Quarz und Eisenkarbonat vor. Dabei erweckt es gelegentlich den Eindruck, als wäre die Quarz-Eisenkarbonat-„Vererzung" mit einer Bleichung der Gesteinsknollen verbunden (Gainfeld-Tal nächst der Brücke, 855 m). Zwischen dichten bis geschichteten grünen Gesteinen und brecciös-konglomeratischen bestehen allmähliche Übergänge.

Im Landschaftsbild wohl am auffälligsten sind feingrusig verwitternde mehr lockere Massen, die in großen, reichlich Schutt liefernden Runsen vom Wasser angerissen werden (z. B. Graben an Südostecke des Flachen- [Dürn-] Berges unterhalb Hasellehen [860 m] westlich Bischofshofen). Es handelt sich bei diesen Massen stets um ein grün gefärbtes, locker verkittetes Gemenge von feinem Grus und darin eingebettet festere, geröllartige Knollen und Brocken von grünem Quarzit. Auch größere Schollen nicht zertrümmerten Gesteins kommen nicht selten vor. Kleine, verwitterte Eisenkarbonatnester (stets mit etwas Quarz) geben dem Grün eine feine Sprenkelung. Besonders bei stärker hervortretendem feingrusigem Anteil bekommt das Gestein ganz das Aussehen von Myloniten. Zu den anderen Ausbildungstypen bestehen Übergänge.

Über die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine geben die von *A. v. Groddeck* (1) und *C. v. John* (9) veröffentlichten Analysen Aufschluß.

Gesteinsbeschreibung.

Um die Frage nach Wesen und Entstehung dieser Gesteine zu klären, wurden von sieben Stellen (vgl. Abb. 1) Dünnschliff-Untersuchungen durchgeführt (Nr. 1 bis 7) und außerdem einen ähnliche Gesteinsknolle aus Haselgebirge (Nr. 8) sowie zwei Schliffe von echten Werfener Schichten (Nr. 9 und 10) untersucht. Außerdem wurden Vergleiche mit Grünschiefern (Diabas-Schiefern) der Grauwackenzone durchgeführt.

Nr. 1. Breccie der grünen Werfener Schichten nächts Haselgut (860 m), Flacher (Dürn-) Berg NO, NW Bischofshofen.

Dichter, brecciöser Quarzit. In den Breccienhohlräumen feindrusige Füllungen von Quarz und Eisenkarbonat. Auf einzelnen Flächen von Quarzitbruchstücken Beläge von feinem Glimmer.

U. d. M.: In einem feinem Serizit-Filz liegen verschieden große, mehr oder weniger eckige Bruchstücke. Diese eckigen Bruchstücke bestehen meist überwiegend aus undulösem Quarz. Die Durchmesser mehr isometrischer Körner liegen zwischen 0·064 und 0·16 mm. Eingelagert sind kleine Muskovite, zum Teil randlich zersetzt, Chlorite, häufig Apatite in idiomorphen Kristallen, etwas Zirkon und Turmalin. Außerdem treten zwischen den Quarzen mehr nesterartige Anhäufungen eines feinschuppigen Filzes auf, der hauptsäch-

lich aus Serizit besteht (tonige Beimengungen). Plagioklas ist nur vereinzelt zu beobachten.

Die Zwischenmasse zwischen den eckigen Bruchstücken besteht aus einem Filz von Muskovit-Serizit-Blättchen, die ein deutliches s zeigen. Eingelagert sind kleine undulöse Quarzkörnchen, idiomorpher Apatit, Zirkon und Turmalin. Das s der Zwischenmasse ist wellig verbogen, geknetet und schmiegt sich um die eckigen Quarzitgerölle herum. Schnüre von deutlich größeren undulösen Quarzkörnern (Durchmesser bis 0·46 mm) machen diese welligen Biegungen des Serizit-Filzes besonders deutlich. Diese Schnüre bestehen teils aus einer einzigen Quarzlage, teils aber auch aus mehreren Quarzlagen und sind stellenweise linsenförmig durch eine größere Zahl solcher Lagen verdickt. Außer diesen Schnüren kommen aber auch unregelmäßige Anhäufungen von Quarz vor. Der Chlorit liegt besonders an den Rändern der einzelnen Gerölle und Quarzschnüre, vielfach strahlig angeordnet.

Nr. 2. Dunkelgrauer, dichter, stark toniger und sehr feinkörniger („diabasähnlicher") Quarzit, gleich unterhalb Unterschönegg westlich Bischofshofen.

U. d. M.: Äußerst feinkörniger Filz von Serizit mit winzigen Quarzkörnern, vereinzelt etwas größere Muskowite, Chlorite und Quarze. Ein s ist durch den Wechsel quarzreicher und quarzärmerer Lagen gegeben. Die größeren Quarzkörner sind undulös, zum Teil gut gerundet, zum Teil mit serizitischen Einschlüssen. Außerdem treten in kleinen Querschnitten auf: Turmalin, Zirkon und Apatit sowie reichlich winzige opake Erzkörnchen.

Nr. 3. Dichter, feiner, grüner Quarzit, einzelne Glimmerschüppchen. Graben westlich Rohrmoos-Alm (1447 m).

U. d. M.: Feinkörniger Quarzit, dessen s durch Tonhäute (Serizithäute) und durch lagenweisen Wechsel von verschieden großen Quarzen angedeutet ist. In den Tonhäuten sind Erzkörnchen angereichert. Mineralbestand des Gesteins: Vorwiegend eckige, undulöse Quarzkörnchen (Durchmesser 0·13 mm und weniger), Chlorit, Muskowit (randlich serizitisiert), Apatit (meist idiomorph), vereinzelt Turmalin, winzige Zirkone.

Nr. 4. Grüner Quarzit mit Geröll-Einschluß. Graben westlich Radstadt, Hochkail S-Seite. Dichter grüner Quarzit mit Nestern und Gängen von Eisenkarbonat. Im Quarzit liegt ein Gerölle von gelblichem Dolomit (Durchmesser etwa 15 bis 20 cm).

U. d. M.: Sehr feinkörniger, dichter Serizit-Filz mit sehr kleinen Quarzkörnchen, kleinen, leistenförmigen Muskowit-Querschnitten und einzelnen, größeren Brauneisenkörnern (wahrscheinlich verrostete Pyrite), dazu winziger Zirkon und Turmalin. Der Muskowit

zeigt deutlich ein s, die Quarze sind lagenweise angeordnet (Schichtung). Einzelne große Karbonatmandeln mit großen Karbonatkörnern, randlichem Brauneisen und Einschlüssen einzelner Quarzkörner und Chlorite sind vorhanden.

Das Dolomit-Gerölle: In einem sehr feinkörnigen und gleichmäßigen Karbonatgefüge (mittlerer Korndurchmesser 0·011 mm) liegen zahlreiche Albit-Oligoklaskörner. Sie sind häufig idiomorph und enthalten fast stets Karbonateinschlüsse oder sie zeigen unebenzackige Begrenzungen und sind offenbar zwischen das Karbonatgefüge hineingewachsen (Feldspat-Neubildung). Außerdem treten innerhalb des Karbonatgefüges auf: Etwas Quarz, Muskowit, Turmalin. Viele Feldspäte sind von einem breiten braunen, durch Eisenlösungen hervorgerufenen Hof umgeben, der sich allmählich nach außen zu im Karbonatgefüge verliert.

Ein Vergleichsschliff von einem paläozoischen Dolomit aus der Grauwackenzone bei Berg Dienten, SO der Kapelle 1201 m mit im Handstück ähnlichem Aussehen wie das Dolomitgerölle, zeigt ein weitgehend ähnliches Bild. Der Durchmesser der einzelnen Dolomitkörner ist hier etwas größer und ungleichmäßig, kleinere Körner haben einen Durchmesser um 0·06 mm, größere um 0·13 mm. Die Feldspat-Neubildungen sind etwas seltener. Das oben erwähnte Dolomitgerölle in den grünen Quarziten dürfte daher wohl einem solchen paläozoischen Dolomit entstammen.

Nr. 5. Dichter, feinkörniger grüner Serizitquarzit mit Eisenkarbonatschnüren, zu Breccie zerbrochen, Halser Bach N Wagrain.

U. d. M.: Sehr feinkörniger Filz von Serizit mit Bereichen reich an meist gerundeten (Durchmesser 0·24 mm und darunter), mitunter aber auch eckigen (längerer Durchmesser 0·41 mm und darunter) Quarzkörnern. Vielfach zeigen diese Quarzkörner Hofbildung mit kleinsten Quarzkörnchen. Turmalin in kleinen Körnchen ist verhältnismäßig zahlreich, ebenso kleine Zirkone und Muskowite. Lagen mit größeren Quarzen (größere Körner, Durchmesser um 0·2 mm, größte Korndurchmesser bis 0·48 mm) mit verzahnten Rändern ziehen in mehreren // Lagen — im Schliff mit einem Winkel von 20 bis 30° zum Glimmer-s — durch. In diesen Quarzgängen tritt auch idiomorpher Apatit auf. Pyrit tritt im Serizit-Filz in einzelnen großen, randlich in Brauneisenerz umgesetzten Körnern und in zahlreichen kleinsten Körnchen auf. Ebenso finden sich in den Quarzgängen größere Brauneiseneinschlüsse.

Nr. 6. Grüne, stark brecciöse Quarzite, Halser Bach nördlich Wagrain. Die Quarzite sind von Quarz und Eisenkarbonat durchsetzt, besonders in den Breccienhohlräumen. Vollkommene Übereinstimmung mit entsprechenden Gesteinen etwa des Gainfeld-Tales.

U. d. M.: In stark verkneteter serizitischer Grundmasse mit wahrnehmbarem s (Mineralbestand: Serizitischer Filz mit wahrscheinlich viel Karbonnat, kleine Quarzkörner, kleine Zirkone, Muskowit in kleinen Schuppen, einzelne Pyrite, größere und kleinere Brauneisenkörnchen) sind // s kleinste Erzkörnchen angereichert. In der Grundmasse treten dreierlei Einschlüsse auf: 1. Geröllartige Einschlüsse aus vorwiegend undulösem Quarz mit etwas Apatit, Zirkon, Chlorit, Eisenerz und Karbonat; 2. serizitische Gerölle (Mineralbestand: Serizit, viel Muskowit im Gegensatz zur feinen serizitischen Grundmasse, Quarz, Erzkörnchen; 3. jüngere Gänge und Knauern (Mineralbestand: Undulöser Quarz, Chlorit, Plagioklas, in Brauneisen zersetzter Eisenspat, Pyrit. Alle diese Minerale sind jüngere Ausscheidungen).

Nr. 7. Grüner, feinkörniger Quarzit mit Pyritwürfelchen, Forsteck, Gründeck Süd, östlich St. Johann im Pongau.

U. d. M.: Sehr feinkörnige serizitische Grundmasse. In ihr schwimmen Quarzkörner (größere Körner teils gerundet, mittlerer Durchmesser 0·3 bis 0·4 mm, teils eckig). Ein Glimmer s ist angedeutet. Die Quarzkörner sind vielfach in Linsen und verschieden mächtigen Lagen annähernd // s angereichert. Als weitere Einschlüsse kommen in dieser Grundmasse vor: Muskowit, Zirkon, Turmalin, Erz. Neben kleinsten Erzkörnchen treten auch einzelne größere, randlich zu Brauneisen zersetzte Pyrite auf. Sie sind meist von einem Saum neugebildeten Chlorits umgeben. Das Gefüge ist sehr ähnlich dem von Nr. 2 und 3.

Nr. 8. Grüne, quarzitische Knolle aus gipsführendem Haselgebirge, unterster Teil des Höllgraben westlich Unterschwabeck, westlich Pfarr-Werfen.

U. d. M.: Serizit-Filz mit deutlichem s, mit Muskowit, Chlorit, Quarzkörnchen, selten Plagioklas, Turmalin und Apatit in kleinen Säulchen. Eine unregelmäßig begrenzte Hohlraumausfüllung zeigt Chlorit [vorwiegend mit (001) senkrecht zur Wandung], undulöses Karbonat (wahrscheinlich Dolomit) und Brauneisen, außerdem kleine Quarze und Feldspate.

Nr. 9. Original Werfener Schichten, graugrüner, feinkörniger, dünnbankiger Quarzit, Fritzbachtal nächst Kreuzberg-Maut.

U. d. M.: Sehr feinkörnige serizitische Grundmasse mit einem deutlichen s durch feine Serizit-Lagen, die in dichten Abständen aufeinander folgen. In dieser Grundmasse liegen ziemlich gleichmäßig verteilt teils gerundete, teils eckige Körner von Quarz mit Korndurchmessern meist bis 0·054 mm, vereinzelt bis 0·14 mm, wenig Plagioklas, viel Muskowit mit (001) mehr oder weniger // s, aber auch senk-

recht dazu und meist randlich chloritisiert, viel Karbonat, teils in gerundeten Körnern, teils in Kornhaufen, Turmalin und Zirkon.

Nr. 10. Original Werfener Schichten, dünnbankiger grüner Quarzit mit tonigem Belag auf den Bankungsflächen, Fritzbachtal nächst Kreuzberg-Maut.

U. d. M.: Vorwiegend isometrische bis schwach heterometrische Quarzkörner, nur vereinzelt stärker gelängt, die Konturen unregelmäßig, manchmal verzahnt. Der mittlere Korndurchmesser bei den isometrischen Körnern liegt um 0·1 mm. Die Quarze bilden kein geschlossenes Gefüge. Serizit-Einschaltungen liegen in meist geringer Mächtigkeit dazwischen. Muskowit und Chlorit treten an Menge und Größe gegenüber Schliff Nr. 9 zurück. Plagioklas ist selten, häufiger tritt Turmalin (zum Teil mit zonarem Bau) und Zirkon auf, außerdem noch Karbonat und kleine Erzkörnchen (Brauneisenerz).

Ein Schliff eines grünen Quarzites aus dem Josefi-Unterbaustollen (nächst dem Authur-Haus) des Kupferbergbaues Mitterberg zeigt: Sehr feinkörniger Serizit-Filz wird von Quarzgängen verschiedener Mächtigkeit durchzogen. Diese folgen zum Teil einem s, zum Teil greifen sie quer durch und sind dann oft faltenartig verbogen. Die undulösen Quarzkörner dieser Gänge zeigen häufig schönes, unverlagertes Interngefüge in der Weise, daß sich im Quarz die Serizit-Lagen ohne Unterbrechung und Verstellung fortsetzen.

Geologische Stellungen.

Weisen schon die grünen Quarzite im Gelände trotz ihrer örtlich verschiedenen Ausbildung als (zum Teil tonige) Quarzite, Breccien Konglomerate und feinkörnig-mylonitischer Grus unverkennbare gemeinsame Wesenszüge auf, so werden diese, wie die obige Beschreibung zeigt, durch weitestgehende gemeinsame petrographische Merkmale ergänzt. Gemeinsam ist diesen Gesteinen die serizitische Grundmasse, deren Ausbildung und deren sichtbares s, gemeinsam sind die gerundeten, undulösen Quarzkörner und der Bestand an akzessorischen Mineralien. Alle Proben stimmen hinsichtlich Gefüge, Mineralbestand und Korngrößen überein. Das stets sichtbare s, die in diesen oft vorhandene Anreicherung der Quarzkörner weisen auf sedimentäre Schichtung, ebenso die gerundeten Quarzkörner.

Die durch die Proben Nr. 1 bis 7 belegten Gesteinstypen vom Kalkalpen-Südrand, Schneeberg-Osthang, Hochkail und nördlich Wagrain gehören demnach ein und derselben Gesteinsgruppe an. Diese unterscheidet sich petrographisch nicht von den grünen Quarziten der Original Werfener Schichten (Nr. 9 und 10). Ebensowenig unterscheidet sie sich von quarzitischen Knollen aus dem Haselgebirge (Nr. 8). Wie schon *F. Pošepny* (10) vermutet und *C. W.*

Gümbel (2) richtig erkannt hat, sind es, auch wenn bisher noch nirgends in ihnen Fossilien gefunden worden sind, den Werfener Schichten entsprechende Gesteine. Sie nach dem Raume ihrer größten Verbreitung und zur Unterscheidung von den grünen Quarziten der richtigen Werfener Schichten als „Grüne Werfener Schichten von Mitterberg" zu bezeichnen scheint wegen ihrer faziellen Eigenart ebenso berechtigt, wie die Abtrennung der eigentlichen Werfener Schichten vom (alpinen) Buntsandstein. Die eigentlichen Werfener Schichten sind dünnbankige Quarzite, die Grünen Werfener Schichten von Mitterberg mehr massige, freisichtig selten deutlich geschichtete feinste Quarzite, Breccien, Konglomerate und mylonitähnlich grusige Bildungen.

Die Beobachtung von *A. Till (11)* ist zu bestätigen, daß nirgends die Grünen Werfener Schichten von Mitterberg von anderen Werfener Schichten stratigraphisch unterlagert werden. Überall liegen sie auf Grauwackengesteinen auf und bilden am Kalkalpen-Südrand das unterste Schichtglied der darüber folgenden mächtigen triadischen Schichtplatte. Eine Ausnahme besteht nur im Raume von Hüttau, wo sich zwischen die Grünen Werfener Schichten von Mitterberg und die Grauwackenzone noch weitere tektonische Schuppen zwischenschalten. Dort, wo die Grünen Werfener Schichten von Mitterberg innerhalb der Grauwackenzone auftreten (Schneeberg O, Hochkail, N Wagrein), werden sie stets von denselben Grauwackengesteinen begleitet, von Quarziten und Tonschiefern („Mitterbergschichten" *C. W. Gümbel,* 2, S. 387), was zur Vermutung Anlaß gab, daß es sich bei den grünen Quarziten ebenfalls um Gesteine der Grauwackenzone und des Paläozoikums handeln könnte (*W. Heißel,* 7).

Im Gainfeld-Tal, an der Südostseite des Flachen- (Dürn-) Berges gehen die Grünen Werfener Schichten von Mitterberg in richtiges, gipsführendes Haselgebirge der Triasbasis über. *A. v. Groddeck* (1) und *C. W. Gümbel* (2) geben auch Gipsführung von den grünen Schiefern auf Johann-Barbara des Mitterberger Bergbaues an. Diese Gipsführung, die Steinsalz-Pseudomorphosen (s. S. 341), der Übergang in echtes Haselgebirge und nicht zuletzt die petrographische Übereinstimmung mit den Quarzitknollen aus Haselgebirge bezeugen, daß innerhalb der Grünen Werfener Schichten von Mitterberg auch Haselgebirge vertreten ist. Als Haselgebirge sind vor allem jene Teile dieser Gesteine zu bezeichnen, die brecciös-knollig und mylonitähnlich grusig entwickelt sind. Besonders die grusige Entwicklung ist von ebensolcher echten Haselgebirges nicht zu unterscheiden. *F. Pošepnys* (10) Bezeichnung als „haselgebirgsartige Masse" ist daher voll berechtigt. Das Haselgebirge der Grünen Werfener Schichten von Mitterberg sind die brecciös-konglomeratischen und grusigen

Bildungen. In ihnen sind nicht nur die salinaren Bestandteile meist vollkommen ausgelaugt, sondern auch die tonigen gänzlich abgeführt worden, so daß nur mehr Quarzitknollen zurückgeblieben sind.

Nachdem im Haselgebirge der gewöhnlichen Werfener Schichten ebensolche grusige Bildungen wie in den Grünen Werfener Schichten von Mitterberg festgestellt werden konnten, bleibt es fraglich, ob unter den entsprechenden Gesteinen der letzteren (*W. Heißel*, 4) tatsächlich auch mylonitische Zertrümmerung vorliegt. Da diese Gesteine stets in der Nachbarschaft größerer Bewegungsbahnen vorkommen, bleibt diese Möglichkeit aber fallweise offen.

Die Mitterberger Kupfererzgänge reichen nicht in die Grünen Werfener Schichten von Mitterberg hinein. Überall, wo diese Gesteine in den Gangbereich kommen, werden sie durch Bewegungsflächen von den Grauwackengesteinen und dem in diesen liegenden Erzgang abgetrennt. Nur vom Josefi-Unterbau, Ostfeld Nr. 22 erwähnt *C. W. Gümbel* (2, 389) „Grünen mit Erz innig verwachsen".

Am Nordfuß des Hochkail liegen zwischen den Grünen Werfener Schichten von Mitterberg und verschiedenen Grauwackengesteinen sehr dünnblättrige, in kleinen Schuppen brechende, grüne Phyllite. Zufolge ihrer starken Aufblätterung durch Verwitterung läßt sich kein für die Anfertigung eines Dünnschliffes geeignetes Gesteinsstück gewinnen. Ob diese Phyllite auch zu den Werfener Schichten gehören oder zur Grauwackenzone bleibt offen. Auf Abb. 1 wurden sie zu den Werfener Schichten gestellt.

Zusammenfassung.

Auf Grund ihrer stratigraphischen Stellung und petrographischen Übereinstimmung werden die grünen Quarzite als Werfener Schichten erkannt. Teile davon stellen vollkommen ausgelaugtes Haselgebirge vor. Die regional-tektonische Bedeutung dieser Gesteine wird dadurch gegeben, daß sie auch innerhalb der Grauwackenzone auftreten.

Literatur.

1. *Groddeck, A. v.*, Zur Kenntnis der grünen Gesteine (grüne Schiefer) von Mitterberg im Salzburgischen Jahrb. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, 33. Bd., 1883, Heft 3, S. 397—404, Wien, 1883.— 2. *Gümbel, C. W.*, Geologische Bemerkungen über die warmen Quellen von Gastein und ihre Umgebung. Sitz.-Ber. d. königl. bayr. Ak. d. Wiss., Bd. 19, S. 341—408, München, 1889. — 3. *Heißel, W.*, Aufnahmsbericht für 1938 auf Blatt St. Johann i. P. (1050). Jahresbericht der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung (früher Geologische Bundesanstalt) über das Jahr 1938, S. 46—51, Wien, 1939. — 4. *Heißel, W.*, Die geologischen Verhältnisse am Westende des Mitterberger Kupfererzganges (Salzburg). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Jahrg. 1945, XC. Bd., S. 117—127, Wien, 1947. — 5. *Heißel, W.*, Bericht über Aufnahmen auf Blatt St. Johann i. P. (5050). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Jahrg. 1949, S. 59—61, Wien, 1951. — 6. *Heißel, W.*, Aufnahmen auf

den Kartenblättern 124/1 Saalfelden, 124/2 Dienten, 124/3 St. Georgen im Pinzgau, 124/4 Taxenbach, 125/1 Werfen, 125/2 Bischofshofen, 125/3 St. Johann im Pongau, 125/4 Wagrain der neuen österr. Karte 1 : 25.000, früher Blatt St. Johann im Pongau, 5050 der österr. Spezialkarte 1 : 75.000 (Bericht 1950). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Jahrg. 1950/51, Heft 2, S. 26—27, Wien, 1951. — 7. *Heißel, W.*, Aufnahmen auf den Kartenblättern 124/1 Saalfelden, 124/2 Dienten, 124/3 St. Georgen im Pinzgau, 124/4 Taxenbach, 125/1 Werfen, 125/2 Bischofshofen, 125/3 St. Johann im Pongau, 125/4 Wagrain der österr. Karte 1 : 25.000, früher Blatt St. Johann im Pongau, 5050 der österr. Spezialkarte 1 : 75.000. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Jahrg. 1952, S. 33, Wien, 1952. — 8. *Hussak, E.*, Über einige alpine Serpentine. Mineralogische und petrographische Mitteilungen von Tschermak, V., 1882, S. 61—81. — 9. *John, C. v.*, Über Melaphyr von Hallstadt und einige Analysen von Mitterberger Schiefer. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, 1884, S. 76—78. — 10. *Pošepny, F.*, Die Erzlagerstätten von Kitzbühel in Tirol und der angrenzenden Teile Salzburgs. Archiv für praktische Geologie, Alfred Hölder, Wien, 1880, S. 257—439. — 11. *Till, A.*, Das geologische Profil von Berg Dienten nach Hofgastein. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, 1906, S. 323—334. — 12. *Trauth, F.*, Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. 1. Teil. Denkschriften d. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl., 100. Bd., 1925, S. 101—212. Wien, 1926.

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Bologna.

Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose.

Von

Ciro Andreatta.

(Eingelangt am 1. Mai 1953.)

Die Füllung der Feldspäte durch allerfeinste Kristalle verschiedener Mineralien, vor allem Tonmineralien, Glimmer, Zoisit und Klinozoisit ist etwas, was bei der mikroskopischen Beobachtung derart in die Augen fällt, daß es schon seit langem bemerkt worden ist. Verschiedene Autoren beschäftigten sich bereits mit dieser Frage, nicht so sehr auf Grund exakter Beobachtungen, bezüglich deren viele im Gegenteil übereinstimmend erklärten, daß die übermäßige Kleinheit der Kristalle der Füllungsmineralien jede Beobachtung unmöglich mache, die nicht, wenn ich so sagen darf, qualitativ ist, sondern zu dem Zwecke, über die Erklärung des Phänomens Hypothesen aufzustellen. Leider erwiesen sich dann zahlreiche dieser Hypothesen als mit den Ergebnissen der Erfahrung oder aber mit einigen chemisch-physikalischen Grundsätzen der modernen Petrographie im Widerspruch stehend.

Die Bedeutung dieses Problems tritt ins helle Licht, wenn man bedenkt, daß die Feldspäte, die in der Lithosphäre häufigste Mineralien sind, in entscheidender Weise zur Bildung des Bodens beitragen.

Es ist nicht der Zweck der vorliegenden Arbeit, das Problem der Füllung und Umwandlungen der Feldspäte in seinem ganzen Umfange aufzugreifen, sondern, wie dies schon im Titel ausgesprochen ist, beabsichtige ich, meine Betrachtungen auf den Ursprung und die geregelte Verteilung der Glimmerblättchen unter besonderer Berücksichtigung der in der tektonischen Metamorphose liegenden Voraussetzungen beider zu beschränken und dabei von persönlichen Beobachtungen auszugehen, die ich bei meinen in mehr als zwei Jahrzehnten durchgeführten geologisch-petrographischen Arbeiten an magmatischen und metamorphen Gesteinen zu machen Gelegenheit hatte. Aus diesem Grunde schicke ich auch vorliegender Abhandlung keine eingehende Analyse früher erschienener Schriften über diesen

Gegenstand voraus, sondern beschränke mich darauf, daran zu erinnern, daß ich vor zwanzig Jahren (*Andreatta*, 1933 und 1934) die Ergebnisse meiner Forschungen mitteilte, die heute noch den Grundstock einer erschöpfenden Erklärung des Phänomens darstellen und die ich in 20 Jahren weiterer Forschungen in vollem Umfang bestätigt fand: daß die bekannte Arbeit von *Cornelius* „Zur Deutung gefüllter Feldspäte" (1934), die ein Jahr nach meiner Arbeit (1933) erschien, zum Teil zu Ergebnissen gelangte, die meinen gleichkommen, und zum Teil von diesen bereits überholt war: daß schließlich *Ingerson* 1938 die von mir 1933 aufgestellten Regeln für Gesteine in Nordamerika vollauf bestätigte.

Meiner Ansicht nach ist das Problem der Feldspatfüllung als ein solches der Umwandlungen anzusehen, die die Feldspäte erleiden, wenn sie unter besonderen räumlichen Bedingungen stehen, wie Oberflächenverwitterung, epizonalen Veränderungen in der tektonischen Metamorphose oder solchen, die von hydrothermalen Vorgängen hervorgerufen sind. Derartige Veränderungen werden nach den Mineralien, die sich vorwiegend bilden, „Kaolinisierung", „Sericitisierung" und „Saussuritisierung" genannt. Für erstere wäre die Bezeichnung „Vertonung" geeigneter, da sie nicht nur zur Genese von Kaolinit, sondern auch zu der von Montmorillonit und sonstiger Mineralien dieser Art führt, und zwar im allgemeinen nach Abbau der Feldspatraumgitter.

Mit dem Ursprung der Tonmineralien aus Feldspäten beschäftigte ich mich in einer neueren Arbeit (*Andreatta*, 1948), worin ich auf Grund experimenteller Beobachtungen und theoretischer Schlüsse aus Beobachtungen anderer Forscher annahm, daß der Verlauf der Feldspatverwitterung, bei denen sich Tonmineralien bilden, nach einem Schema stattfindet, das von dem 1952 von *Niggli* (S. 25 ff.) angenommenen recht wenig verschieden, aber erschöpfender ist: Abbau des Raumgitters, Abtragung seiner Bruchstücke durch Wasser und Wiederaufbau der Raumgitter der Tonmineralien, wobei den topochemischen Reaktionen geringer Einfluß zukommt. Ein entsprechender Vorgang wurde sowohl von *Niggli* (1952) wie auch von *Andreatta* (1948) für die Verglimmerung der Feldspäte im Rahmen der Oberflächen- und Hydrothermalverwitterung angenommen.

Bezüglich der Verglimmerung der Plagioklase bei Bestehen rein hydrothermaler Voraussetzungen habe ich zunächst (*Andreatta*, 1934) die physikalischen Eigenheiten des Prozesses behandelt und festgestellt, daß die Serizitisierung bei nicht deformiertem Eruptivgestein in der Weise geschieht, daß ein Lamellenfilz entsteht, worin nur selten kristallförmige Individuen anzutreffen sind, die nach bestimmten Flächen des Wirtskristalls geregelt erscheinen. Wenn Seri-

zit leicht als längs der Spaltflächen (001) und (010) des Plagioklases geregelt beobachtet werden kann, so handelt es sich meist um Aggregate von Lamellen, die ihrerseits verschiedene Orientierungen haben können, und manchmal um klar nach den Spaltflächen orientierte Lamellen.

Es genügt, daß die verglimmernde hydrothermale Einwirkung von einer auch nur schwachen Verformung begleitet ist (s. *Andreatta*, 1934, S. 233), und die Serizitmikrolithen weisen sofort ganz klar eine Orientierung nach folgender Regel auf: *Gitterebene (001) der Glimmerblättchen parallel zu den Gitterebenen (010) und (001) des Plagioklases.* Diese geregelte Orientierung wurde von mir schon vorher in den Plagioklasen der Orthogneise (*Andreatta*, 1933) mit einer wirklich regelmäßigen, typischen Regelung festgestellt. Diese physikalischen Eigenheiten der Plagioklasserizitisierung wurde von mir dann später an Hand der verschiedensten Gesteine aus ganz verschiedenen Gegenden nachgeprüft und als richtig befunden.

Das Entstehen der Glimmermikrolithen ist gewöhnlich von der Erzeugung mehr oder weniger reichlicher Mengen Klinozoisitkristalle begleitet, je nach dem Kalziumgehalt der Ausgangsplagioklase und je nach den räumlichen Bedingungen. Ich konnte nämlich feststellen, daß das Produkt der Hydrothermalverglimmerung auch bei Plagioklasen mit 40 bis 50% An vorwiegend aus Serizit besteht, während Klinozoisit nur in geringen Mengen in Erscheinung tritt. Bei der tektonisch-metamorphen Verglimmerung dagegen erscheinen Klinozoisitkristalle bereits bei Plagioklasen mit 20 bis 30% An, auch sind die Kristalle selbst besser entwickelt. Auf das Problem der „Epidotisierung" (die mit der „Saussuritisierung" zusammenfallen dürfte) beabsichtige ich in anderem Zusammenhang zurückzukommen und beschränke mich hier darauf hervorzuheben, daß die Verglimmerung meistens mit einer Epidotisierung verbunden ist.

Was den Vorgang der Feldspatverglimmerung in tektonischer Metamorphose angeht, so müssen vor allem die Tatsachen in Betracht gezogen werden, wie sie sich in der Wirklichkeit darstellen und wie ich sie durch Beobachtung an Tausenden von Dünnschliffen metamorpher Gesteine vom Ortho- sowohl wie vom Paratyp aus den allerverschiedensten Gegenden feststellen konnte: den Alpen (insbesondere Ortlergruppe und angrenzende Gebiete, Zillertaler und Pustertaler Alpen, Val Ferret in der Mont-Blanc-Gruppe, Gegend von Collalunga und Vallone di Bagni di Vinadio in den Seealpen), Peloritanische Berge in Sizilien, Gegend von Tiriolo in Calabrien, Igliesiente in Sardinien, westliche Tiefebene von Eriträa in Ostafrika.

Die von mir gemachten Beobachtungen gestatten mir, bezüglich der Verglimmerung der Kalifeldspäte und nicht stark kalziumhalti-

ger Plagioklase (Oligoklas-Andesin) bei durchbewegten Gesteinen folgende Schlüsse zu ziehen:

1. *Verglimmerung entsteht während einer tektonischen Epizonalmetamorphose, das heißt unter Verhältnissen, bei denen ein starker einseitiger Druck und verhältnismäßig niedrige Temperatur herrscht,* und tritt in Gleit- und Zertrümmerungszonen verstärkt hervor. Dieser erste Schluß wurde bereits von den meisten Petrographen akzeptiert und stellt einen in fast alle Handbücher aufgenommenen Stoff dar (*Grubenmann, Niggli, Eskola, Leitmeier, Turner-Verhoogen* usw.)

2. *Unter den obigen Verhältnissen ist Verglimmerung bei Plagioklasen vom Albit-Oligoklastyp häufiger als bei Kalifeldspäten;* manchmal können in ein und demselben gneisigen Gestein gänzlich von Serizitmikrolithen freier Orthoklas oder Mikroklin und stark serizitisierte saure Plagioklase beobachtet werden; die Verglimmerung ist gering oder fehlt ganz bei stark anortithaltigen Plagioklasen, aus denen vorzüglich Zoisit und Epidot entstehen.

3. *Ferner orientieren sich die Serizitmikrolithen unter obigen Verhältnissen derart, daß die Gitterebene (001) zu ganz bestimmten Ebenen des Wirtskristallraumgitters parallel zu liegen kommt:* Im allgemeinen und durchaus vorwiegend (s. *Andreatta,* 1933) regeln sich die Mikrolithen mit den Lamellen parallel zu (010) und (001) des Plagioklases; in zweiter Linie konnte ich auch vorzugsweise Orientierungen nach den Spaltebenen (110) und ($1\bar{1}0$) feststellen; *weitere Orientierungen von Serizitblättchen erwiesen sich als direkt mit den Schieferungsflächen plagioklashaltiger metamorpher Gesteine in Zusammenhang stehend* (*Andreatta,* 1933). Bei weiteren Forschungen über die letzteren Lamellenregelungen konnte ich beobachten, daß dieselben in zahlreichen metamorphen Gesteinen verbreitet sind und oft auch mit anderen Ebenen des Plagioklasraumgitters verbunden sind, welche manchmal Spalt- und Gleitflächen [wie z. B (150) und ($1\bar{5}0$)] entsprechen.

Die gleichen, nach 1933 durchgeführten Forschungen ermöglichten mir die Feststellung, daß sich die Plagioklaskristalle in gneisigen Gesteinen vorwiegend so orientieren, daß einer ihrer Spalt- und Gleitebenen (001) und (010) subparallel zur Schieferungsfläche geregelt ist; gewöhnlich erweisen sich sogar beide Ebenen als subparallel zur b-Achse des Gesteins, so daß ihre Pole um die b-Achse selbst einen Gürtel bilden. Aus dieser Feststellung geht klar hervor, daß sich auch die eventuellen weiteren Ebenen weniger leichter Spaltung vorzüglich subparallel zu den Schieferungsflächen orientieren; jedoch zeigt sich die Nachprüfung dieses Rückschlusses als fast unmöglich, da die weniger leichten Spaltungen, das heißt (001) und (010) ausgenommen, fast nie sichtbar sind.

Diese Beobachtungen führen daher zu der Annahme, daß *diejenigen Serizitmikrolithen, die eine Regelung mit (001) parallel zur Schieferungsfläche besitzen, auch selbst auf Spalt- und Gleitebenen der Plagioklaskristalle liegen, die ihrerseits wieder mit einer bezüglich der Vektoren der Metamorphgesteine geregelten Orientierung angelegt sind.* Dies stimmt mit der allgemeinen Schlußfolgerung von *Ingerson* (1938) überein, wonach die Mikrolithen ausschließlich nach den Ebenen des Plagioklases geregelt sind.

Auf Grund dieser beobachteten Tatsachen ist es möglich, unter zwei unterschiedlichen Gesichtspunkten zu Deutungen zu gelangen, indem man einerseits wesentlich das chemisch-strukturelle Problem des Ursprungs der Serizitlamellen und anderseits das vorwiegend mechanische der geregelten Orientierung dieser Lamellen in Betracht zieht. Dabei ist jedoch zu beachten, daß diese beiden Gesichtspunkte nicht voneinander getrennt und als voneinander unabhängig betrachtet werden können, da feststeht, daß sich die Lamellen bei ihrer Entstehung nach den bevorzugten Ebenen des Wirtskristalles orientieren, wobei sie sich nach dem Komplex der Erscheinungen richten, die die tektonisch-metamorphe Umkristallisation beherrschen.

Die ganz unzweifelhaft festgestellte Tatsache, daß die Plagioklase des albitisch-oligoklasischen Typs mit gebührenden Ausnahmen im allgemeinen stärker zur Verglimmerung in tektonischer Metamorphose neigen als die Kalifeldspäte selbst, veranlaßte mich dazu, einen bedeutenden Natriumgehalt für die Glimmermikrolithen anzunehmen (s. *Andreatta,* 1933). Andere Forscher sahen die Serizitbildung als das Ergebnis eines metasomatischen Vorganges unter Zuführung von Kalium an, wobei dieses Element durch Zersetzung von Kalifeldspat frei geworden sein (wie z. B. *Eskola,* 1939, S. 389 vermutet) oder aber von außen kommen soll (*Cornelius,* 1934, S. 27 ff.; s. auch *Leitmeier,* 1950, S. 193).

Ich glaube nicht, daß man einen so allgemeinen Vorgang wie den der Verglimmerung der Plagioklase normalerweise als durch die Zuführung von Kalium von außen bedingt halten darf; und ich konnte in der Ortlergruppe ganze Paragneisformationen mit Orthogneiseinschaltungen feststellen, die das Phänomen zeigten. Anderseits ist es ganz logisch, daß die Lösungen, die während der tektonischen Metamorphosen Stoff mobilisieren, auch Kalium freisetzen, ohne daß man dabei notwendig an eine Zersetzung von Kalifeldspat denken müßte; denn dieses Mineral fehlt in vielen Paraschieferkomplexen (Paragneis und Glimmerschiefer) fast ganz, wo ich in den seltenen Plagioklasen mit etwa 20% An die typische geregelte Verglimmerung feststellen konnte. Dagegen ist bekannt, daß alle Paraschiefer, sogar die Quarzphyllite bei der chemischen Analyse einen mäßigen, manch-

mal auch bedeutenden Kaliumgehalt aufweisen (in einem Phyllit von Monte Rosole in der Ortlergruppe konnte ich bis zu 6·44% K_2O bestimmen, und während er von Kaliumfeldspat frei war, enthielt er doch einige Plagioklase mit nach den von mir festgestellten Regeln orientierten Glimmermikrolithen).

Aber es ist noch eine weitere wichtige Betrachtung erforderlich. Zahlreiche chemische Analysen von tektonisch-metamorphen gesteinsbildenden Mineralien zeigen mit aller Klarheit, daß alle Plagioklase des Oligoklas-Andesintyps eine gewisse Menge K_2O enthalten, die im allgemeinen zwischen 1% und 3% schwankt und im Mittel etwa 2% beträgt. Das bedeutet, daß in jedem Kristall dieser Plagioklase genügend Kalium vorhanden ist, um so viel Muskovit zu erzeugen wie etwa 20% des Gewichtes des Plagioklaskristalles selbst entspricht. Mikroskopische Untersuchungen von Gesteinen mit verglimmerten Plagioklasen haben gezeigt, daß die Glimmermikrolithen fast nie eine Gesamtmenge ausmachen können, die 20% des ursprünglichen Plagioklaskristalls gleichkommt (man betrachte die mikrophotographischen Beispiele in Tafel 1 bei *Andreatta,* 1933).

Endlich ist zu bedenken, daß die Glimmermikrolithen teilweise natriumhaltig sein können, und die Analyse aller Muskoviten zeigt, daß hier bei einem Zehntel bis zu vier Zehntel der Gesamtmenge Kalium durch Natrium ersetzt ist. Die Möglichkeiten einer Diadochie im Glimmerraumgitter bezeichnen ferner ein noch weiteres Feld für Ersatz zwischen Kalium und Natrium, so daß die Möglichkeit einer Existenz vieler (wenn nicht aller) Übergangstypen von Muskovit zu Paragonit als wahrscheinlich anzunehmen ist. Jedoch darf auch die Existenz von Übergangsgliedern vom Muskovit zum Montmorillonit nicht übersehen werden, die, wie ich kürzlich zeigte (*Andreatta,* 1949), zu den Illiten und Hydroglimmern übergehen, bei denen das Raumgitter geringe Mengen von Alkalimetallen enthält.

Alle diese Beobachtungen und Überlegungen führen übereinstimmend zu der Annahme, daß es *zur Erklärung der allgemeinen Verglimmerung nicht stark anorthithaltiger Plagioklase nicht notwendig ist, sich auf eine Metasomatose unter Zuführung von Kalium aus geheimnisvollen Tiefen zu berufen;* jedoch soll damit nicht ausgeschlossen werden, daß es besonders in Gebieten mit mehr oder weniger intensiver Kontaktmetamorphose ganz bestimmte Fälle mit einer Metasomatose dieser Art gibt und daß in metamorphen Komplexen mit Para- und Orthoschiefern eine Wanderung von Kalium vom Ortogneis nach umliegendem Paraschiefer angetroffen werden kann.

Meiner Ansicht nach gehört die Verglimmerung der Plagioklase zu den Transformationen, die während der Umkristallisierung im

weiten Rahmen einer orogenetischen Metamorphose in der oberen Epizone stattfinden. Während der Umkristallisation rufen die durchlaufenden Lösungen unter anderem eine erhebliche Stoffmobilisierung hervor, die dazu beitragen kann, daß sowohl das in den Biotiten und Kalifeldspäten als auch das in den Plagioklasen selbst enthaltene Kalium in Bewegung gesetzt wird. Eine solche Stoffmobilisierung muß auch für die meisten Eruptivgesteine angenommen werden, die eine nicht von Bewegungen begleitete Plagioklasverglimmerung aufweisen.

Auf diese Weise gelangt man zur Annahme nur eines einzigen Faktors, der zur Verglimmerung der Plagioklase erforderlich ist und dessen Herkunft außerhalb des Raumgitters der gesteinsbildenden Mineralien liegt: das Wasser. Im übrigen besitzen wir über die Wirkungen von kaltem Wasser (Oberflächenverwitterung) wie auch von warmem (Hydrothermalumwandlungen) auf Feldspatraumgitter genügend experimentelle Beweise und sonstige Beobachtungen, um diese Erklärung für vollkommen logisch erachten zu können.

Wasser wirkt auf das Feldspatraumgitter so, daß eine selektive Abtragung von Ionen und Ionengruppen stattfindet (*Andreatta*, 1948). Seit mehreren Jahren werden im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bologna weitläufige experimentelle Beobachtungen über diese selektive Wirkung des Wassers auf die Raumgitter verschiedener Mineralien durchgeführt. Dabei wurde immer wieder beobachtet, daß die ersten Ionen, die von den Silikatraumgittern fortgerissen werden, der Reihe nach Kalium-, Natrium- und Kalziumionen sind; die übrigen folgen. Diese Tatsache ist auf Grund der energetischen Lage der Ionen in den einzelnen Silikatraumgittern voraussehbar und erklärt sich dadurch.

Abschließend ist anzunehmen, *daß das Raumgitter der Glimmermikrolithen nicht auf Kosten fast intakt gebliebener Teile des ursprünglichen Raumgitters der Plagioklase durch einfache topochemische Reaktion,* das heißt an der Stelle, wo sich jeder einzelne Mikrolith befindet entsteht, *sondern daß es sich „ex novo" zum größten Teil auf Kosten von durch die Lösungen mobilisiertem Stoff bildet,* durch die auch SiO_4- und AlX_6-Gruppen ($X = O$ oder OH) (s. auch *Andreatta*, 1948, 1950) abgetragen werden.

Auf Grund dieser Annahme erklärt es sich auch, daß die Verglimmerung unter rein hydrothermalen Voraussetzungen wohl einen Mikrolithenfilz hervorbringt, dies aber mit einer Tendenz zur Regelung nach den Spaltebenen der Plagioklase, und daß die Verglimmerung unter tektonisch-metamorphen Verhältnissen vollständig in den gleichen Ebenen geregelte Mikrolithen hervorbringt.

(001), (010) und in zweiter Linie (110) sind nämlich Ebenen, zu denen Richtungen geringster Kohäsion senkrecht stehen und daher sind sie Spalt- und Gleitebenen. Längs dieser Ebenen kann das Wasser leichter in das Raumgitter eindringen als auf anderen und so die Mikrolithen darin in gleicher Weise absetzen, wie das mit den Kristallen längs der Klüfte der Gesteine geschieht (Kluftmineralien, Gangmineralien).

Bei Eruptivgesteinen mit durch Hydrothermalismus verglimmerten Plagioklasen bilden die Mikrolithen häufig innerhalb der Spaltungen filzige Aggregate. Warum aber bilden sich dagegen bei metamorphen Gesteinen klar blattförmige Mikrolithen mit einer den Gleitebenen parallelen Regelung? Warum sind diese Lamellen nicht in irgendeiner anderen Weise, vor allem senkrecht zu den genannten Flächen geregelt, wie man das bei vielen blattförmigen und prismatischen Mineralien in Gängen und Klüften beobachtet?

Auf diese Fragen kann nur in einer einzigen Weise geantwortet werden: *Es ist wahrscheinlich, daß die Deformationen, die die Umkristallisation der Gesteine begleiten, außer den Bewegungen der Körner zueinander noch differenzielle intragranuläre Bewegungen, das heißt ein differenzielles Gleiten auf den Ebenen hervorrufen, auf denen dies am leichtesten geschieht.* Und es ist ja bekannt, daß sich die in Bildung begriffenen Glimmerblättchen dem Wegsamkeitsprinzip (s. *Sander*, 1948–1950) und dem Prinzip der geringsten Arbeit entsprechend mit ihren (001)-Ebenen so, wie es bei der Entwicklung der Schieferung geschieht, den Gleitebenen parallel stellen.

Daß Bewegung und Deformation eine der hauptsächlichsten Ursachen der geregelten Verglimmerung der Plagioklase darstellen, ist eine Feststellung, die auf Grund vieler petrographischer Analysen nachgeprüft werden kann, und der letzte Ausdruck davon liegt in den Myloniten der Feldspatgesteine, die oft zu Serizitschiefern umgewandelt sind, deren Glimmerlamellen sämtlich klar geregelt sind. In der Ortlergruppe hatte ich sehr häufig Gelegenheit solche Mylonite zu beobachten (s. z. B. *Andreatta*, 1948 a), ebenso auch in anderen Alpengebieten und in Sizilien. Und ich nehme an, daß alle Petrographen und alle Kristallingeologen Gelegenheit gehabt haben, das gleiche zu beobachten.

Beim mikroskopischen Studium von Myloniten aus Feldspatgesteinen kann man das Gleiten längs der (001)-, seltener der (010)-Ebenen von Plagioklaskristallen oft direkt beobachten, wobei sich die Gleitblättchen tatsächlich verschieben und von Glimmermikrolithen begleitet sind, die nach den von mir aufgestellten Regeln orientiert sind. Aber auch wenn die Wirkungen des Gleitens nicht sichtbar sind, wie das bei den metamorphen Gesteinen mit parakristalliner

Deformation der Fall ist, ist dies kein Grund, um auszuschließen, daß *längs der bereits genannten Ebenen der Plagioklase die Bewegungen oder auch nur die Spannungen stattgefunden haben, die zur Orientierung der Glimmermikrolithe beitragen.*

Immerhin sind andere Erklärungen der geregelten Verglimmerung der Plagioklase, einschließlich der rein kristallographischen, wonach diese Orientierungsregeln als durch parallele Aggregate von Kristallen verschiedener Art (Epitaxie) bedingt aufgefaßt werden, nicht als unmöglich anzusehen. Längs der Flächen geringsten Widerstandes des Plagioklasraumgitters, (001) und (010), gibt es hexagonale Bauelemente, die einen solchen parallelen Zuwachs rechtfertigen könnten. Jedoch würde dies meiner Ansicht nach nur einen weiteren Faktor zur Orientierung der Glimmermikrolithen nach den Ebenen des Plagioklases bedeuten.

Welcher Erklärung des Phänomens man aber auch den Vorzug geben wolle, so steht doch auf jeden Fall die Tatsache fest, daß sich die entstehenden Glimmermikrolithen bei der Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose nach den Regeln orientieren, die 1933/34 von mir aufgestellt und später von mir und anderen Forschern (*Ingerson*, 1938) wiederholt bestätigt wurden.

Durch Gefügeanalysen ist es nicht nur möglich, diese Orientierungsregeln festzustellen und zu bestimmen, sondern auch eine Vorzugsorientierung der Glimmermikrolithen im Verhältnis zu den Vektoren des metamorphen Gesteins daraus abzuleiten: entweder Orientierung in der *s*-Fläche oder Gürtel um *b*.

Das Vorhandensein aller dieser Orientierungsregeln ist ein sicherer Anhalt, um das Vorhandensein einer tektonischen Metamorphose feststellen zu können, und dieses Prinzip wurde denn auch unter Benutzung der von mir vorgenommenen Gefügeanalysen durch *Bianchi* (1934) zu dem Zwecke befolgt, die metamorphe Natur des bekannten „Tauerngneises" festzustellen. Auch *Ingerson* (1938) tritt der Ansicht bei, daß geregelte Mikrolithe den Nachweis einer Metamorphose darstellen.

Ursprung und Orientierung der Glimmerblättchen in Plagioklasen sind offenbar das Produkt metamorpher Umwandlungen, die sowohl in der Gesamtheit eines Gesteinsgefüges als auch im Inneren der Plagioklaskristalle im Rahmen einer tektonischen Metamorphose der oberen Epizone vor sich gehen.

Literatur.

Andreatta, C., 1933, Analisi strutturali di rocce metamorfiche, III. La disposizione dei microliti micacei nei plagioclasi di ortogneis. Periodico di Mineralogia, 4, 375—392, 6 Taf., Roma. — *Andreatta, C.*, 1934, Disposizioni dei microliti micacei in plagioclasi

di rocce intrusive (Analisi strutturali di rocce, IV). Periodico di Mineralogia, 5, 217—235, 2 Taf., Roma. — *Andreatta, C.*, 1948, L'origine dei reticoli a strati nell'alterazione dei minerali costituenti le rocce. Periodico di Mineralogia, 16, 269—297, Roma. — *Andreatta, C.*, 1948 a, La „Linea di Peio" nel massiccio dell'Ortler e le sue miloniti. Acta Geologica Alpina, 1, 1—63, Bologna. — *Andreatta, C.*, 1949, Studio di un nuovo termine della serie illiti-idromiche in giacimento idrotermale e considerazioni sui passaggi miche-idromiche-montmorillonite. Periodico di Mineralogia, 18, 12—31, Roma. — *Andreatta, C.*, 1950, Studio petrografico e geologico dei giacimenti e delle argille montmorillonitiche idrotermali della Valle di Mogentale presso Posina (Vicenza). Mem. Acc. Scienze Ist. Bologna, cl. Sc. Fis. 7, 1949—1950, 31 S., Bologna. — *Bianchi, A.*, 1934, Studi petrografici sul l'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova 10, 1—243, 17 Taf Padova. — *Eskola, P.*, 1939, Die Metamorphen Gesteine (in *T. F. W. Barth, C. W. Correns, P. Eskola*, Die Entstehung der Gesteine). Springer, Berlin. — *Ingerson, E.*, 1938, Albite trends in some rocks of the Piedmont. American Journal of Sc. 5, 35 A, 127—141. — *Leitmeier, H.*, 1950, Einführung in die Gesteinskunde. Springer, Wien. — *Niggli, P.*, 1952, Gesteine und Minerallagerstätten, B. II, Birkhäuser, Basel. — *Sander, B.*, 1948—50, Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I u. II T., Springer, Wien. — *Turner, J.*, und *J. Verhoogen*, 1951, Igneous and Metamorphic Petrology. McGraw-Hill, New York.

U. S. Geological Survey, Denver, Colorado, U. S. A.

Composition of the Continental Plates[1].

By

James Gilluly.

(Received May 8, 1953.)

Abstract.

The structures of continental plates and of oceanic basins suggested by several seismologists are utilized to estimate the relative volumes of sial and sima in the earth's crust. It seems that sial of the composition of the average igneous rock constitutes fully 26% and perhaps as much as 43% of the total crust. This ratio is far higher than seems likely if the sial had been entirely derived through fractional crystallization of a basaltic magma. The relative paucity of intermediate rocks as compared with granite and gabbro in the crust points in the same direction. The tentative conclusion is reached that the sial owes a large part of its volume to some process other than fractional crystallization of basalt — possibly to the emanation of low-melting constituents such as water, silica, potassa, soda, and alumina directly from the mantle to the crust.

Continental Structure.

The emphatic compositional difference between the rocks of the continental plates and those of the oceanic segments of the earth's crust has long been recognized on petrologic, seismic, and gravitational evidence. Seismologists seem agreed that the sialic [2] rocks are gene-

The "upper" or "granitic" layer of the seismologists is here called the "sial" or the "sialic layer"; the "intermediate" or "basaltic" is the "sima" or "simatic layer"; the "lower" or "dunitic" layer — not really a layer in the same sense as the others, but an outer part of the mantle — is called the "ultrasima". This terminology differs from that of *Eskola* (1946), who called the "intermediate layer" "sialma", and of *Daly* (1951), who called it "sialsima". Both these authors use "sima" for the "lower layer".

rally missing from the deep ocean basins and that simatic layers, if present there, are much thinner than beneath the continents. In some places the veneer of oceanic sediments is directly underlain by ultrasima.

[1] Publication authorized by the Director, United States Geological Survey.

[2] In this paper I have followed the terminology of *Adams* (1951, p. 72).

The composition of the materials of the several layers is, of course, only inferred from their elastic properties, which are by no means uniform within each layer. Beneath the continents the velocity of P_n – the longitudinal wave below the *Mohorovičić* discontinuity – ranges from 7·5 to 8·43 km/sec (*Macelwane*, 1951, pp. 240—241; *Ewing* and others, 1950), which must reflect a considerable range in composition of the ultrasima; the velocity of the compressional waves in the sima likewise ranges from 6·41 to 7·05 km/sec, implying a comparable chemical variation. Scattered data from the oceanic areas are much less abundant and apparently also vary somewhat from one area to another. Representative figures (*Ewing* and *Press*, 1950), fall within the same ranges as for infracontinental segments: i. e. 6·8 km/sec in the sima (5 km thick) and 8·1 km/sec below. The sima beneath both continent and ocean is probably made up of basic igneous rocks, nearer to norite or gabbro than made diorite in composition (*Adam*, 1951, pp. 70—76; *Hughes* and *Jones*, 1950). Similarly the ultrasima must be at least as subsiliceous as peridotite and may be dunite under large areas.

The thickness of the various layers composing the continental plates is known to vary within wide limits. Nevertheless, data from many areas, though still in need of much amplification, seem adequate to suggest an average structure roughly as follows:

Sedimentary rocks . . .	0·7 km
Sial	12 km
Sima	21 km
Mohorovičić discontinuity	
Ultrasima	

The even less abundant data on heat flow, when correlated with average radioactivity of sedimentary, sialic, and simatic rocks, support some such figures for the thicknesses of the several continental layers (*Birch*, 1950, 1952).

Oceanic Structure.

For the vast oceanic segments few local data are available. It seems agreed that sial is negligible beneath the deep Pacific and probably under the Atlantic and Indian Oceans also (*Gutenberg* and *Richter*, 1951, p. 324; *Ewing* and others, 1950, p. 241). Locally the pelagic sediments may be directly underlain by ultrasima, but a perhaps more likely inference is that a layer of sima a few kilometers thick intervenes (*Ewing* and *Press*, 1950, p. 280). *Ewing* and *Press* (1952, p. 323) have suggested that a representative oceanic segment may consist of sedimentary material 0·7 to 1·3 km thick, underlain by sima

5 km thick, and then by ultrasima identical with that beneath the continents. *Rubey* (1951, p. 1114) would favor the higher figure, 1·3 km, for thickness of sediments; *Kuenen* (1946, p. 572) puts the thickness of pelagic sediments somewhere between 1 and 5 km, with 3 km as probable.

Isostatic considerations.

Although isostatic balance of small areas is generally incomplete, considerations of scale suggest strongly that the great continental masses must be broadly in isostatic equilibrium with the crustal segments underlying the ocean basins. *Rubey* (1951), pp. 1140—1141) has used this assumption as a basis for estimating the thickness of the continental plates. Despite uncertainties as to both composition and thickness of sial and sima, it seems worth while to use *Rubey's* suggestion as a basis of conjectural computations of their respective volumes.

The assumptions are necessarily arbitrary. Regional variations in density of sial, sima, and ultrasima are almost surely significant. But such variations probably do not exceed 2 or 3%. The thicknesses of the several crustal layers seem to be considerably more uncertain, but hardly by a factor greater than 50%. If the fundamental postulate of isostatic equilibrium between continental and oceanic segments is correct, the results of the computation appear significant even though they are wrong by a factor as great as 2. They seem to place significant restrictions upon theories of continental origin and evolution.

Rubey (1951, pp. 1140—1141) assumed a mean density of 2·9 for the entire thickness of the continental plates, a thickness of 1·3 km of pelagic sediments of density 2·3, and a mean density of 3·2 for the material beneath the *Mohorovičić* discontinuity. He thereby arrived at an estimate of 38·3 km for the thickness of the continental plates. In order to see how different assumptions as to density distribution may affect this estimate, I have carried through calculations with different values, as outlined below.

Assuming that the continents include all areas higher than the — 3000 meter isobath, and using *Kossinna's* data as given by *Sverdrup, Johnson,* and *Fleming* (1942, pp. 15, 19, 21), we find that the mean elevation above sea level of the continents as so defined is 0·12 km. The mean depth of the oceanic segments is — 4·59 km. The mean density of sea water in place is about 1·04 (*Sverdrup, Johnson,* and *Fleming,* 1942, p. 219), and that of the oceanic sediments perhaps 2·3 (*Rubey,* 1951, p. 1141). The proper densities to assume for sial, sima, and ultrasima can, of course, only be estimated — especially as

it seems clear that each of these layers varies locally and regionally in composition. For the present purpose, however, I have chosen as the density of sial 2·7, for sima 3·0, and for ultrasima 3·28. It seems highly unlikely that any of these densities is in error by more than 2%. (See *Adams,* 1951, p. 71, table 13, p. 74.)

Using these densities, assuming several different thicknesses of sial, of pelagic sediments, and of sub-oceanic sima, the thickness of continental sima necessary to balance the postulated oceanic column to the same depth has been computed for each. The thickness of the continental plate is found by adding the sima thickness computed to that of the sial assumed. The difference in elevation between the surface of the continental block assumed and sea level is so slight (0·12 km) that the thickness of the continents computed by this method may be considered the depth below sea level to the *Mohorovičić* discontinuity beneath the continents. (See table 1.)

Table 1. *Thickness in kilometers of continental plates in balance with various oceanic structures.*

Thickness of sial assumed in continental plates		5·12 km	10·12 km	15·12 km
Pelagic sediments	Oceanic sima	Approximate depth of Mohorovicic discontinuity		
None	None	32·3	29·5	21·6
1·3	None	36·9	31·5	26·1
3·0	None	40·3	37·4	32·0
1·3	5	42·0	36·6*	31·2*
3·0	5	47·8	42·5	37·1
1·3	10	46·7	41·4	36·0
3·0	10	52·6	47·3	41·9

*Most probable conditions among these arbitrary assumptions.

As intimated previously, with the slight uncertainties as to density and the great uncertainties as to thickness of the several crustal layers, none of these figures can be given any great weight. None the less, it seems safe to conclude that if isostasy is even approximate, the depth to the *Mohorovičić* discontinuity beneath the continents can hardly be less than 25 km nor more than 50 km on the average. This conslusion is fortified by the general results of seismology and by studies of heat flow (*Birch,* 1950, pp. 612—619; 1952, p. 230).

Geologic evidence, even though crude, is entirely adequate to show that a thickness of sial as low as 5 km is most unlikely; we commonly and over wide areas find sialic rocks that have been buried to much greater depths yet show no transition to sima. It is equally arbitrary to assume either that there are no pelagic sediments or that sima is generally lacking entirely beneath the oceans. From geological and geo-

chemical considerations, the sediments of the deep seas can hardly be less than 1 km thick and they may be as much as 3 or, less probably, 5 km (*Rubey,* 1951, p. 1141; *Kuenen,* 1946, p. 572). The abundance of volcanic islands and of recorded submarine eruptions shows that basic volcanic rocks (roughly simatic in composition) must be abundant on the sea floor, a conclusion fortified by seismic observations (*Ewing* and *Press,* 1952, p. 323; *Hersey, Officer, Johnson* and *Bergstrom,* 1952, p. 291, 302) and by submarine coring tests. There seem, then, to be many reasons why the most probable conditions are near those indicated in the table with asterisks.

In this connection, it is of interest to reverse the computations and adopt a commonly proposed structure of the continents (*Birch,* 1950, p. 612—619; *Adams,* 1951, pp. 69—71; *Gutenberg* and *Richter,* 1951, p. 334), in which the sial is 12 km thick, the sima 21 km, so that the *Mohorovičić* discontinuity lies at 33 km, neglecting the slight elevation of the land above sea level. Such a continental plate would be within 1% of perfect isostatic equilibrium with an oceanic segment made up of 4·58 km of sea water, 1·3 km of sediment with density 2·3, and 5 km of sima, density 3·0 km, with the isopeistic level at 33 km. It is perhaps only a coincidence that such a structure for the oceanic segment is very close to that suggested by *Ewing* and *Press* (1952) on seismological grounds.

In view of the erratic distribution of the data, the inadequate sampling, the known variation in elastic properties (and hence in composition) of sial, sima, and ultrasima, it would of course be absurd to stress such a coincidence. But it does seem that any reasonable changes in assumptions as to the density of the several layers cannot lead to more than doubling the thickness of the continental plates, and a much smaller modification with improved data seems more likely. A most significant implication of these computations, even granting their arbitrary basis, seems to be the relatively high ratio of sial to sima in the continental segments of the crust.

Ratio of sial to sima.

The area of the earth is $510 \cdot 10^6$ km^2; the continents, defined as those parts above the — 3000 m isobath, occupy 45·5% of this, or $232 \cdot 10^6$ km^2; the remaining oceanic segments $278 \cdot 10^6$ km^2. Table 2 shows the volumes of sial (pelagic sediments are here considered sialic but with their volume corrected for their lower density), of sima, and of the total crust above the *Mohorovičić* discontinuitiy, on various assumptions as to the thickness of the several crustal components. (Compare these with computations in table 1.)

Table 2. *Volumes of sial, sima, total crust and ratio sial, crust with various assumed crustal structures.*

	Sial Thickness assumed (km)		Sima Thickness assumed (km)		Volumes (10^6 km^3)			Sial/crust ratio
	Continent	Ocean	Continent	Ocean	sial	siam	crust	
a	10	1·3	50	10	2·62	14·4	17·0	0·15
b	10·12	1·3	26·5	5	2·65	7·53	10·2	0.26
c	12	1·3	21	5	3·09	6·25	9·3	0·33
d	15·12	1·3	16·1	5	3·82	5·12	8·9	0·43

The assumptions in table 2 are again, of course, arbitrary. Lines *b* and *d* correspond with the values assumed and computed in table 1 as most likely. Line *a* presents a scheme that would be far from isostatic equilibrium; it is included to show how drastic would be the changes required in the assumptions if the sial/crust ratio is to be reduced as low as 0·15. Line *c* corresponds closely with the structure suggested by *Birch*, *Adams*, *Gutenberg*, and *Richter* for the continents and by *Ewing* for the oceanic segments. Highly improbable thickness of crust would be needed if the sial/crust ratio is to be made less than 0·15; the much more probable value of this ratio lies between 0·26 and 0·43. A ratio so high as this seems to me to have great petrologic significance.

Origin of sial by cristallization differentiation.

Bowen (1928, pp. 122—124, 311—320) has argued cogently that the whole series of igneaus rocks can be derived by fractional crystallization of a "primary" basaltic magma that is itself formed by partial fusion of a peridotitic mantle. Experimental work on related systems of silicates can reasonably be extrapolated to the more complex natural magmas to show that in melts of petrologic interest liquid immiscibility is highly improbable. At the same time, such studies show that fractional crystallization would be entirely capable of producing both the major division between sial and sima and most of the demonstrated diversity within each of these broad types. Many local suites of consanguinous rocks seem to have evolved in essential agreement with this theory. Few such demonstrably comagmatic suites extend over a wide range of compositions, however, nor are their bulks very large except in some of the layered intrusive bodies.

In the simplest form of this theory, we might assume that all the crustal rocks, sial and sima alike, have differentiated from a wholly molten earth, or at any rate are the crystallized residua from a single melt. Any hypothesis of a once molten earth obviously implies this. It is possible to test this theory quantitatively, et least roughly.

It the differentiation is to take the course suggested by *Bowen,* so that the more abundant familiar rock varieties lie along the liquid line of descent: basalt-andesite-dacite-rhyolite, there are fairly rigorous limits to the relative proportions of the successive members of the sequence. The residual liquid at any stage is restricted both in quantity and composition by the requirement that the preceding crystal substracts be earlier phases in the reaction series.

It seems reasonable to assume that the average sial is at least as siliceous as the average igneous rock. Among the igneous rocks represented in the averages are many from oceanic islands that certainly average lower in silica than the shield areas of the continents. The shield areas should surely be better representative of average sial than is the "average igneous rock".

Of the many estimates that have been made of the "average igneous rock" (*Clarke,* 1924, p. 26; *Vogt,* 1931; *Goldschmidt,* 1933; *Sederholm,* 1935), the estimate of *Kuenen* (1941, p. 164) seems an appropriate one to use. It is an average of several other averages, and while still weighted by "simatic" rocks of the oceanic basins and therefore probably too low in silica to represent average sial, it does take some account of the areal factor in rock distribution. It is a quartz-poor granodiorite, with 9% quartz in the norm.

Average igneous rock (After Kuenen, 1941, p. 164)		Average igneous rock (After Kuenen, 1941, p. 164)	
SiO_2	60·21	CaO	4·80
Al_2O_3	15·52	Na_2O	3·66
Fe_2O_3	6·99	K_2O	3·10
MnO	0·10	TiO_2	0·90
MgO	3·17	P_2O_5	0·23

If we compute the ratios of the various products that can be formed during extremely efficient differentiation that follows the course suggested (*Bowen,* 1928, pp. 122—124), we find that not more than 5% of an original basaltic magma can ultimately crystallize as "granite" of the composition given by the average dacite-rhyolite. In order to do this, practically 80% by weight of the melt would have to crystallize as rather basic gabbro (or its equivalent), leaving about 15% of intermediate rocks such as diorite or dioritic gabbro. If we carry the differentiation only so far as the average igneous rock of *Kuenen,* we can obtain 6% of material of this composition, 10% of rocks containing 52 to 60% SiO_2 and 84% of olivine-rich basalt. Thus it seems practically impossible for the fractional crystallization of a basaltic melt to yield as much as 20% of sialic material. The above results are

based on the curve of the liquid line of descent as outlined by *Bowen* in Fig. 37 (*Bowen*, 1928, p. 123); the rather artificial computations are not worth reproducing here but involved as many as seven successive splittings of magma fractions. It is worth emphasis that so high a proportion of sial as 15% of the total crust can only be obtained by choosing at every step the course of differentiation most favorable for the purpose. And such a selection yields at the same time a "sima" more basic than seems probable from the seismic or gravitational data.

Taking account of density, we find that the highest volume ratio of granite to total crust reasonably to be expected through fractional crystallization is about 0·07. If the sima is not to be so subsiliceous as to give elastic properties inconsistent with those deduced by the seismologists, it would seem that most of the intermediate rocks should be considered parts of the sima rather than of the sial. Even if we divide them equally between sial and sima, it is apparent that not more than 15% of the total crustal volume should consist of sial. This most favorable estimate is far short of the probable figures of 26% to 43% deduced for the actual crust in table 2. The contrast would be still greater if, in that table, we had not included the suboceanic sima with the sima beneath the continents. Omitting the suboceanic sima could perhaps be justified because it seems unlikely to have contributed importantly to the production of the sial by differentiation.

It has of course long been known that crystallization differentiation must yield smaller and smaller amounts of the successively more siliceous fractions. *Grout* (1926, pp. 548—551) showed that not more than 10% of an originally basaltic liquid can crystallize as granite without yielding disproportionate amounts of unlikely differentiates. By a different approach he showed that under favorable circumstances 100 parts of basalt could give 80 parts of gabbro, 10 of diorite, 5 of quartz monzonite and 5 of granite. As diorite is far less abundant than granite in the accessible crust, it seems reasonable to infer that half of the theoretical diorite should be considered sialic and the other half simatic. This division would give 15% sial in the crust; considering all the "diorite" sialic would raise the ratio only to 20%. The relatively small volume of granite derivable from basalt by crystal differentiation has also been pointed out by *Daly* (1933, p. 425).

The areal exposure of granite and granodiorite is more than 20 times that of all other intrusive rock types combined (*Daly*, 1933, p. 40). Their volume ratios in the upper part of the crust are presumably of the same order. From both geologic and seismologic evidence, the sial cannot differ greatly from the average igneous rock, though it is probably somewhat higher in silica.

The evidence of layered intrusive bodies suggests that the sial should become somewhat more basic at deeper levels. On the other hand, the fact that gabbros are more widespread than diorites and syenites in the shield areas suggest that the relatively low density of granites is not solely responsible for their preponderance over intermediate rocks. The diorites must surely be far less voluminous than the granites and not merely apparently so. Downward decrease in silica content within the sial is probably slight, however, for the seismic discontinuity with the sima, thought locally irregular, seems usually rather sharp (*Adams*, 1951, p. 72). The seismic evidence seems incompatible with a sial much, if any, less silicic than the average ignous rock. With present data on the thickness of sial and sima, the conclusion seems valid that in the entire crust there is not enough intermediate rock to justify an assumption that the sial has developed by fractional crystallization of a basaltic magma.

If this reasoning is correct it seems to imply that the continents did not arise through fractional crystallization of basaltic or more basic magma. In order to produce a granitic residual melt, the liquid line of descent from any more basic magma would have had to pass through the composition of basalt. That most of the sial was not produced by fractional crystallization is strongly implied by the disproportionate bulk of sial in the crust as a whole.

To pursue the implications of this tentative conclusion in detail is beyond the scope of this paper. It is tempting, though, to call attention to the fact that by a somewhat different group of arguments *Rubey* (1951, pp. 1139–1143) has arrived at similar conclusions with regard to continental evolution. His suggestion is that the continents have grown along with the atmosphere and oceans during geologic time, and that this growth was primarily by the addition of K_2O, H_2O and other ichor constituents supplied by partial melting of the mantle below the continents. Insofar as the present considerations seem to throw doubt on the adequacy of the process of fractional crystallization of basalt to produce the sial, they seem to point in the same direction.

References.

Adams, L. H., 1951, Elastic properties of materials of the earth's crust. In: Internal constitution of the Earth, 2d ed. (Gutenberg, Editor), pp. 50—80, Dover Publications, New York. — *Birch, Francis*, 1950, Flow of heat in the Front Range, Colorado: Bull. Geol. Soc. America, vol. 61, pp. 567—630. — *Birch, Francis*, 1952, Elasticity and constitution of the earth's interior. Jour. Geophys. Research, vol. 57, pp. 227—286. — *Bowen, N. L.*, 1928, The evolution of the igneous rocks. 334 pp., Princeton University Press. — *Clarke, F. W.*, 1924, The data of geochemistry. U. S. Geol. Survey Bull. 770, 841 pp. — *Daly, R. A.*, 1933, Igneous rocks and the depths of the earth. McGraw-Hill Book Co., New York, 508 pp. — *Daly,*

R. A., 1951, Origin of "Land hemisphere" and continents. Amer. Jour. Sci., vol. 249, pp. 903—924. — *Eskola, Pentti*, 1946, Kern und Schichten der Erde. Sitzber. Finn. Akad. Wiss. 1945, pp. 219—228. — *Ewing, Maurice*, and *Frank Press*, 1950, Crustal structure and surface-wave dispersion. Bull. Seismol. Soc. America, vol. 40, pp. 271—280. — *Ewing, Maurice*, and *Frank Press*, 1952, Crustal structure and surface-wave dispersion. Bull. Seismol. Soc. America, vol. 42, pp. 315—326. — *Ewing, Maurice, J. L. Worzel, J. B. Hersey, Frank Press* and *G. R. Hamilton*, 1950, Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean basin. Bull. Seismol. Soc. America, vol. 40, pp. 233—242. — *Goldschmidt, V. M.*, 1933, Grundlagen der quantitativen Geochemie. Fortschr. Mineral. Krist. Petrog., Bd. 17, pp. 112—156. — *Grout, F. F.*, 1926, The use of calculations in petrology. Jour. Geology, vol. 34, pp. 512—558. — *Gutenberg, Beno*, and *C. F. Richter*, 1951, Structure of the crust, continents, and oceans. Pp. 314—339, in: Internal Constitution of the Earth. 2d ed. (Gutenberg, Editor), Dover Publications, New York. — *Hersey, J. B., C. B. Officer, H. R. Johnson* and *S. Bergstrom*, 1952, Seismic refraction observations north of the Brownson Deep. Bull. Seismol. Soc. America, vol. 42, pp. 291—306. — *Hughes, D. S.*, and *H. J. Jones*, 1950, Variation of elastic moduli of igneous rocks with pressure and temperature. Bull. Geol. Soc. America, vol. 61, pp. 483—856. — *Kuenen, P. H.*, 1941, Geochemical calculations concerning the total mass of sediments in the earth. Amer. Jour. Sci., vol. 239, pp. 161—190. — *Kuenen, P. H.*, 1946 Rate and mass of deep-sea sedimentation. Amer. Jour. Sci., vol. 244, pp. 563—572. — *Macelwane, J. B.*, 1951, Evidence on the interior of the earth, derived from seismic sources. Chap. 10, pp. 227—304, in: Internal Constitution of the earth. 2d ed. (Gutenberg, Editor), Dover Publications, New York. — *Rubey, W. W.*, 1951, The geologic history of sea water. Bull. Geol. Soc. America, vol. 62, pp. 1111—1147. — *Sederholm, J. J.*, 1935, The average composition of the earth's crust in Finland. Bull. comm. géol. Finlande, No. 70, pp. 1—20. — *Sverdrup, H. U, M. W. Johnson* and *R. H. Fleming*, 1942, The oceans, their physics, chemistry and general biology, 1087 pp., Prentice-Hall. New York. — *Vogt, J. H. L.*, 1931, The average composition of the earth's crust. Skr. Norske Vidensk.-Akad., Oslo, Kl. I, 1931, No. 7, 48 pp.

Aus dem Geologischen Institut der Universität Graz.

Zur Kenntnis der Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern.

Von

Karl Metz.

Mit 1 Karte im Text.

(Eingelangt am 11. Mai 1953.)

Die vorliegende Studie enthält eine Zusammenstellung der Erfahrungen, die im Laufe der letzten Jahre vorwiegend im *nördlichen* Bereich der Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern gemacht wurden. Neben eigenen Untersuchungen liegen bereits Ergebnisse von *H. Riebel* im Osten (Hochrettelstein-, Höchsteinkamm), von *W. Fritsch* (Donnersbach, Sölk und südlich des Hauptkammes bis Schöder) und von *E. Weiss* (im westlichen Anteil) den folgenden Ausführungen zugrunde.

Für Anregungen und Hilfe bei der Ausarbeitung bin ich Herrn Doz. Dr. *P. Paulitsch* zu Dank verbunden.

Abgesehen von dem Umstand, daß diese Gesteinsgruppe wesentliches Baumaterial der Niederen Tauern zwischen den Gneisen der Seckauer Tauern im O und den Schladminger Tauern im W darstellt, scheint mir ihre besondere Prägung und die noch vielfach offenbleibende Problematik der Beziehungen zu den nördlich anschließenden Baukörpern Anlaß genug, eine Zusammenstellung der bisher erworbenen Kenntnisse vorzulegen.

Im folgenden wird neben einer gedrängten petrographischen Übersicht und einer Darstellung der Gesteinstypen eine Zusammenfassung der bisher erkannten flächigen und achsialen Gefüge gegeben. Die zur Lösung mancher konkreter Fragen notwendigen Untersuchungen von Korngefügen mußten vorläufig noch verschoben werden und bleiben einer weiteren Bearbeitung vorbehalten. Der Einbau der Kristallisationsereignisse in die Deformationsgeschichte und der Versuch der Klärung der Beziehungen der Granatglimmerschiefer zu den Ennstaler Phylliten im N und der Grauwackenzone im O, unter Berücksichtigung stratigraphischer Gesichtspunkte beschließt die Arbeit.

I. Gesteinsfolgen und petrographische Übersicht.

In ihrer Gesamtheit zeigen die Granatglimmerschiefer von O nach W bei einer groben Übersicht trotz sehr mächtiger Profile eine bemerkenswerte Einförmigkeit ihrer Erscheinungsform: hell- bis dunkelgraue, grob- bis feinschiefrige, grob- bis feinkristalline, glimmerreiche bis glimmerarme und quarzitische Schiefer in vielfacher Folge einander abwechselnd. Die zahlreichen Marmorzüge im Zusammenhang mit spezifischen Schiefertypen als Marmorbegleiter bieten nicht allein wohltätige Abwechslung, sondern ermöglichen erst, wie in II. ausgeführt wird, tiefere Einblicke in die Deformation größerer Bereiche. Es sind die Marmore der Brettsteinserie, die mit den Glimmerschiefern verfaltet sind.

Lange und in der Mächtigkeit schwankende Amphibolitzüge sind nicht immer mit der Marmorgruppe verbunden, liegen aber konkordant vollkommen in die Glimmerschiefer eingebaut. Wegen ihrer starken petrographischen Variationsbreite werden sie in einer eigenen Arbeit gesondert behandelt.

Sowohl im Nordrahmen, wie auch im Verbreitungsgebiet der typischen Glimmerschiefer selbst, treten oft Gesteine auf, die im Feld phyllitischen Habitus zeigen (feinschiefrig mit seidig glänzenden Flächen und vielfach kleinen Granaten). Sie erweisen sich im Dünnschliff zumeist als Phyllonite und sind entweder infolge des Vorhandenseins von Relikten von Granat, Hornblende sowie Biotit als Diaphthorite nach Glimmerschiefern anzusprechen, oder sie zeigen deutlich, daß sie nur phyllitische Metamorphose mitgemacht haben.

Im Nordrahmen stehen diese Gesteine mit den Ennstaler Phylliten in unmittelbarem Zusammenhang, während sie sonst als isolierte Vorkommen innerhalb der Granatglimmerschiefer wenigstens kartographisch ausscheidbar sind.

Auch in petrographischer Hinsicht erweisen sich die Granatglimmerschiefer als einförmig hinsichtlich des in ihnen auftretenden Mineralbestandes. Variationen ergeben sich jedoch reichlich durch starke Quantitätswechsel der Gemengteile, oder durch die Verschiedenartigkeit des Auftretens einzelner Minerale in der Gesamtparagenese einzelner Gesteinstypen. Ihr petrographisches Gepräge erhält die gesamte Gesteinsgruppe durch die Minerale: Granat (Almandin), Biotit-Muskowit-(Chlorit), grüne bis blaugrüne Hornblende, (Staurolith), Plagioklas.

Im folgenden wird der gesamte Mineralbestand kurz charakterisiert:

Quarz:

Mengenmäßig herrschend, 25 bis 60 Vol% in Glimmerschiefern, bis 85 Vol% in quarzitischen Typen. Wichtigstes Grundgewebsmineral, entweder mörtelig in Schnüren oder Mörtelkränzen (0·01 bis 0·02 mm ø), ohne wesentliche Verzahnung (ganz ohne Rekristallisation in Form kleiner Bruchstücke jedoch nur als Einschluß im Granat); oder gleichkörnig in Zeilen angeordnet, im s des Grundgewebes (0·02 bis 0·07 mm), stark undulös mit mäßiger Verzahnung, fein granoblastisch, oft stark in s gestreckte Körner. Stellenweise, besonders in den zentralen Glimmerschieferregionen, in stark verzahntem, gleichkörnig granoblastischem Gewebe, 0·05 bis 0·3 mm oder grobkörnig bis 0·6 mm, dann mit Einschlüssen von feinen Splittern von Granat, Hornblende, Feldspat, opaken Körnern; das s oft durch lange Schnüre von feinen opaken Körnern (auch als s_i auftretend) deutlich gemacht. Nicht selten zusammen mit groben Scheitern von Biotit, Muskowit, auch als buchtig verwachsenes grobes Quarzpflaster mit gleichmäßigen Körnern von Plagioklas (zirka 0·4 mm). In den örtlich massenhaft auftretenden Quarzschwielen der Glimmerschiefer in großen, sehr stark verzahnten, bis 2 mm quer zum s gestreckten, zerbrochenen und undulösen Individuen. Streifung nur vereinzelt beobachtbar. In plagioklasreichen Gesteinen (bis maximal 40 Vol% Plagioklas) tritt Quarz gleichwertig neben diesem im granoblastischen Korngefüge auf, zumeist mit Längsstreckung im s. Zumeist wechseln im Grundgewebe Grobkornlagen mit Feinkornlagen einander ab.

Biotit: Oft herrschender Glimmer oder in gleicher Menge neben Muskowit:

Pleochroismus zumeist gelb- bis schwarzbraune Farbtönung, nur in wenigen Schliffen olivgrüne bis olivgraue Tönung. Fein verteilt in kleinen Individuen im Grundgewebe (bis 0·02 mm herunter), oft die Quarzzeilen voneinander trennend, streng im s (0·05 bis 0·3 mm), dann stets eingeregelt mit gemeinsamer Auslöschung aller Individuen, in stärkeren Glimmerlagen oft in flasrigen Aggregaten, dann oft parallelverwachsen mit Muskowit und Chlorit, stark beteiligt an der Abbildung älterer Feinfaltung, selbst aber kaum mehr oder gar nicht verbogen. Biotit tritt auffallend oft in quer zum s wachsenden Scheitern auf (0·3 bis 0·8 mm), wobei die Querrichtung mitunter nachweisbar einem s_2 (siehe Abschnitt II) entspricht. Pleochroitische Höfe um Zirkon (Orthit?) verbreitet. Sagenit fehlt.

Muskowit:

In Wachstumsform und Größe ähnlich dem Biotit, oft mit reichlich gefaltetem und verbogenem s_i, nicht selten Einschlüsse von Rutil und Zoisit. Postkristalline Verbiegungen sind selten und schwach. Muskowit ist zusammen mit Biotit und Chlorit an der Abbildung des älteren gefalteten s stark beteiligt. Häufig sind quer zum s liegende Scheiter, welche nicht selten die etwas kleineren in s liegenden Muskowite durchwachsen. In grobblättrigen Hellglimmerschiefern wird er über 1 mm groß.

Als *Serizit* häufig mit Chlorit in den feinkörnigen phyllitischen Gesteinen zwischen den Mehrkornzeilen der Quarze, in feinen lepidoblastischen oder in dicken Filzen, *postkristallin* stark gefältelt. Er ist in Glimmerschiefern zum Teil noch als Restbestand älteren Gefüges nachweisbar, wo er besonders in den feinen Mörtelzonen des Quarzgrundgewebes auftritt.

Chlorit (zumeist Klinochlor):

In zeiliger Anordnung mit Biotit und Muskowit verwachsen, gleichberechtigt neben diesen, aber mengenmäßig stets zurücktretend. In einzelnen Aggregaten

in quarzreichen Lagen oft bis 0·3 mm Größe. Nicht selten auch quer zum alten s stehend. In geringer Menge aber häufig auch als Umwandlungsprodukt nach Biotit, unter Übernahme von dessen pleochroitischen Höfen. Chlorit tritt häufig als Füllung kleiner Verwerfer und Risse auf. In Gesteinen mit deutlicher Diaphthorese in Knäuel und festen, optisch anomalen Aggregaten [1] in und um Granat und Biotit. Granat wird in diesen Fällen von einer dünnen Chlorithaut umschmiert. Nicht selten treten im gleichen Schliff neben gestauchten Individuen auch größere, vollkommen unverletzte Individuen auf.

Hornblende:

In den Glimmerschiefern häufig auftretend. Zumeist grüne Hornblende, daneben blaustichige Hornblende mit $z : n_\gamma = 18$ bis 24°. In quarzitischen Typen zum Teil auch Aktinolith (Pleochroismus: farblos — hellgrün — hellgraugrün, $z : n_\gamma = 7$ bis 12°). Zumeist spindelförmig oder langsäulig (durchschnittlich 0·2 bis 0·8 mm), oder mit strenger Regelung in s (dann meist kleiner, 0·06 bis 0·2 mm) zusammen mit Glimmern. Beide Typen zumeist im gleichen Schliff vereinigt. Reichlich s aus opaken Körnern, auch Quarz, vereinzelt Einschlüsse von Apatit und kleinem Plagioklas. Verwachsungen mit Biotit und Chlorit sind häufig, Chloritisierung ist selten zu beobachten und dann auf besondere Gesteinspartien mit auch sonst deutlicher Diaphthorese beschränkt. Umwandlung von Hornblende zu Biotit ist sichergestellt, ebenso vereinzelt Epidotisierung; die Krümel von Epidot, Titanit, Erz begrenzen in Streifen und Kränzen die Hornblende. Spuren postkristalliner Deformation fehlen in den meisten Fällen, auch das s_i geht meist unverlegt in das s_e über.

Granat (Almandin):

Als kleine klare Knöpfchen in phyllitischen Gesteinen nahe dem Nordrahmen, im Inneren des Glimmerschiefergebietes von Millimeter- bis Nußgröße und darüber wachsend. Größere Individuen zeigen immer Risse und Sprünge.

Zum Teil scharfe Idiomorphie, mit reichlichem si, welches oft gefaltet ist (opake Substanz, Quarz, kleiner Biotit); Einschlüsse von Erz, Plagioklas, Rutil, Chlorit und Hornblende. Zum Teil Skelettgranaten, oft bis zu vollkommener Xenomorphie. s_i gegen s_e zum Teil stark verlegt, zum Teil geht das s_i kontinuierlich in s_e über. In manchen Fällen fließt das Gewebe um das Granatkorn herum, doch finden sich auch im gleichen Schliff Beispiele für das Abstoßen des s_e am Granat.

Sprünge führen nie zu vollkommener Zerreißung des Individuums, in den Rissen meist Chlorit, zum Teil optisch anomal, Diaphthorese immer nur schwach angedeutet, Ausnahmen sind die Diaphthoritzonen am Nordrand der Glimmerschiefer, in denen sich vielfach nur mehr Knäuel von Chlorit finden.

Staurolith:

Nur selten in Gesteinszügen der zentralen grobschiefrigen Glimmerschiefer, zum Teil idiomorph, oft reichlich mit verbogenem s^i, ohne Spur postkristalliner Beanspruchung. Disthen von *Wieseneder* erwähnt (1938, 287), von uns nicht gefunden.

Chloritoid:

Ebenso selten, in wenigen Beispielen in quarzitischen Gesteinen gefunden, wo er scharf in s eingeregelt ist.

---

[1] (Prochlorit, Pennin.)

Plagioklas:

In stark wechselnder Menge und Größe im Grundgewebe gewachsen oder zusammen mit Großkornnestern von Granat, Biotit, Muskowit. Grundgewebswachstum in älterem Serizitfilz, eigenartig verspießt mit diesem und dann meist mit Spuren postkristalliner Beanspruchung (Kornzerreißung). In einigen Fällen auch im Grundgewebe gewachsene Einkristalle im Großkornaggregat ohne postkristalline Beanspruchung.

Zumeist ohne Zwillingsbildung, selten Zwillinge nach dem Ab-Gesetz, wechselnd idiomorph bis xenomorph, meist rundlich, bis auf wenige Beispiele ohne Zonarbau. Bestimmbare Individuen zeigen im Durchschnitt 15 bis 18% an. Oligoklas konnte nirgends nachgewiesen werden (dagegen Bemerkung von *Wieseneder*, 1938, 285, in Biotitgneis vom kleinen Knallstein). Individuen meist klar, echte Füllung nur schütter und zählbar. Einschlüsse nicht selten (Quarz, Biotit, Muskowit), häufig undulöse Auslöschung, mitunter auch s. Zonarbau wurde im O (Höchstein) von *H. Riebel* gefunden: Kern 16 bis 18% An, schmaler Randsaum bis 4% An.

Akzessoria:

Epidot, Zoisit (selten in größeren Kristallen bis 0·2 mm), Turmalin (0·08 × × 0·3 mm in kleinen unverletzten Säulchen), Apatit in Nädelchen, Titanit, Kalzit: Meist junge Zwickelfüllung durch sekundäres Wachstum, in einzelnen Garbenschiefern auch eisenreicher und als Porphyroblast auftretend; in Mylonitstreifen oft als sekundäre Infiltration.

Graphit:

Feine Körnerballungen oder feine Streifen, das s abbildend, in stark wechselnder Menge.

II. Die flächigen und achsialen Gefüge.

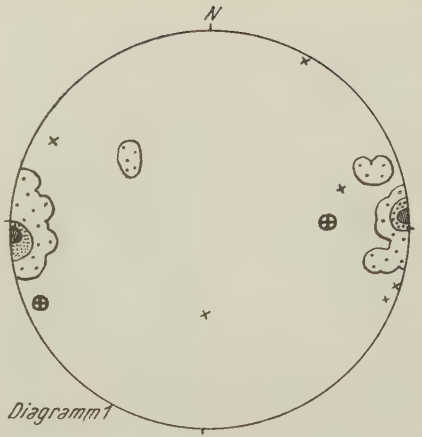
a) Die Gesteinstypen der Glimmerschiefer zeigen im allgemeinen sehr starke Schieferung, die sich bei näherem Zusehen vielfach in zwei verschiedene Systeme auflösen läßt. Eine ältere, nicht selten mit intensiver Feinfältelung verknüpfte engständige Schar von s-Flächen wird durch eine zweite Schar meist in spitzem Winkel geschnitten. Die Feinfältelung der älteren Schar tritt sowohl in den Granatglimmerschiefern, wie auch in den südlicheren Anteilen der noch zu den Ennstaler Phylliten zu zählenden Zonen strichweise besonders in Erscheinung. Feinfältelung und zugehörige s-Flächen gehören einer söhligen oder nur flach einfallenden E—W-Achse an. Trotzdem in Bereichen von Aufschlußgröße bis zum Profil Schwankungen dieser Achse bis 30° um die E—W-Richtung beobachtet werden können, zeigt die ihr entsprechende Deformation eine bemerkenswerte Homogenität für nahezu den ganzen hier zur Beschreibung gelangenden Bereich der Niederen Tauern. Dieses ältere s und das ihm entsprechende B wird hier als s_1 und B_1 allen weiteren erkennbaren Deformationen gegenübergestellt.

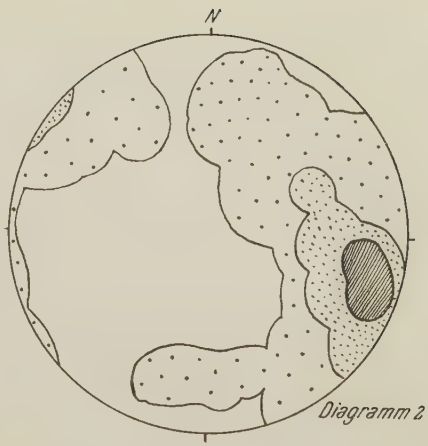
Großfaltung der Glimmerschiefer (50 bis 100 m Schenkellänge) läßt sich örtlich nachweisen, obwohl sie durch die erwähnte jüngere s-Flächenschar verschleiert ist. Besonders klar wird die Großfaltung in Profilabschnitten mit Marmoren. Auch diese Großfaltung ist B_1 zuzuzählen, ebenso, bis auf noch zu besprechende Ausnahmen, auch die intensive Detailfaltung der Marmore. Wenigmächtige Marmorzüge erscheinen in Schollen aufgelöst und liegen vielfach als torpedoförmige Körper (B-Tektonite) in den Glimmerschiefern.

Die auffallende Einheitlichkeit und, bezogen auf Großbereiche, deutliche Homogenität der Deformation des Systems S_1, B_1 erscheint in mehreren größeren Teilgebieten insoferne gestört, als sich in diesen die meßbaren B stärker gestreut erweisen und in den Diagrammen kaum scharfe β-Maxima erzielbar sind. Linsige Zerscherung herrscht hier vor. Ein solches Bild zeigt sich beispielsweise nördlich des Bauleiteck (Kamm des Gjoadeck—Gamskarlscharte—P 2510), wo eine mächtige synklinale Einbiegung der amphibolitreichen Glimmerschieferserie vorliegt. Die Einzeldiagramme zeigen hier starke Streuung der Kleinfältelungsachsen (B_1). Aus den synoptischen Diagrammen läßt sich die Synklinalachse mit 20^0 nach O 18 S ermitteln. In der südlichen Fortsetzung der Synklinale erscheint die gleiche Achsenrichtung als normales B_1, das heißt als präkristalline Achse der Feinfältelung mit β-Häufung und π. Nördlich der Synklinale zeigt das B_1 dagegen die normale E—W-Richtung. Dieser Umstand, sowie das schwache Auftreten von Feinfältelungsachsen in O 20 bis 30^0 S innerhalb der Synklinalzone führt zur Auffassung, daß auch die Bildung der großen Synklinale genetisch dem üblichen B_1 anzuschließen ist und von diesem nicht als jüngerer Deformationsakt abgetrennt werden kann.

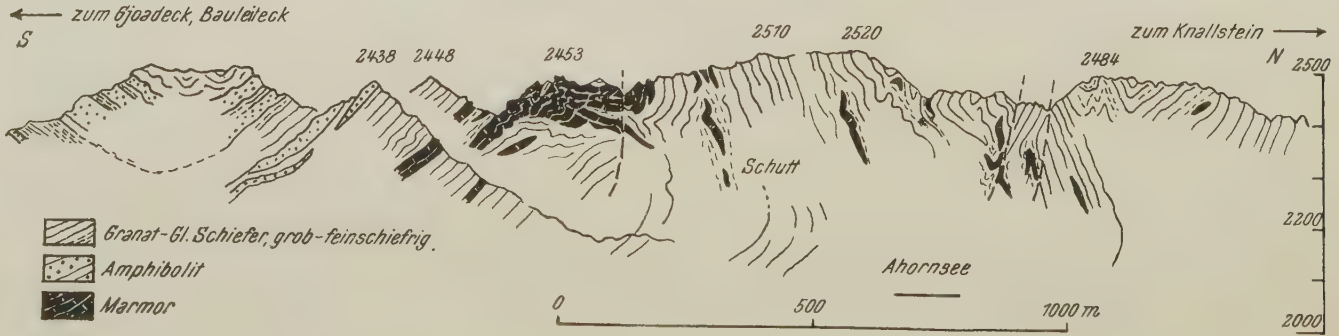
Nicht selten, aber in örtlich beschränktem Maße finden sich im ganzen Bereich auch N-fallende Achsen. In den zentralen Glimmerschiefern erweisen sich viele solcher als Quarzfalten oder als Stauchfalten im Glimmerschiefer ausgebildete B als ebenso präkristallin wie B_1 (siehe Abschnitt III), so daß sie als syngenetisch mit diesen aufgefaßt werden ($B' \perp B_1$).

In den Marmorvorkommen am Hohensee (SW St. Nikolai) tritt ein N–NW-fallendes B als wesentliche Achse der intensiven Verfaltung auf, während in den umliegenden Glimmerschiefern das übliche B_1 im Stile der erwähnten Synklinale beherrschend ist. Es entsteht hiedurch eine ähnliche Inkongruenz von Marmortektonik und Schiefertektonik, wie dies von *W. Fritsch* in den Marmorgebieten des Gumpeneck südlich Öblarn gefunden wurde, wobei dort allerdings andere Ursachen maßgebend sind. Da das N-fallende B der





Profilbeispiel a. d. zentralen Glimmerschiefern



Hohenseemarmore als Achse der Kleinfaltung das sonst übliche B_1 vertritt, wird es auch als das zu B_1 gehörige B' aufgefaßt.

s_1 und B_1 sind der Ausdruck einer tiefgreifenden und für das heutige Bild entscheidenden Verformung aller im besprochenen Abschnitt der Niederen Tauern vorliegenden Gesteine. Sie führten zu einer Umprägung, welche allenfalls vorhandene ältere Baupläne auslöschte, so daß ein direkter und eindeutiger Nachweis für solche nicht gefunden werden konnte. Trotzdem scheint mir der beschriebene örtliche Wechsel des Baustiles von s_1, B_1 (Scherung—Auflinsung ohne Faltung bis zu freier Großfaltenentwicklung) auf das Wirken vorgegebener Bauanisotropie bei annähernd gleichem Gesteinsbestand zurückzugehen und als Argument für die Annahme der Existenz auch älterer Baupläne verwendbar zu sein.

b) In den weiteren Glimmerschieferarealen sowie auch im nördlichen Rahmen gegen die Ennstalerphyllite zu, tritt neben dem feingefältelten s_1 auch ein meist spitzwinkelig dazu stehendes, aber nicht verfaltetes s auf, das sich auch nach den Geländeaufschlüssen als Scherungs-s erweist. Es ist zum Teil einscharig, zum Teil zweischarig entwickelt. Im Aufschlußbereich weichen diese als s_2 bezeichneten Flächenscharen oft erheblich von s_1, B_1 ab, in den synoptischen Diagrammen, die sich auf mehrere hundert Meter Profillänge erstrecken, kann diese Abweichung mitunter sehr deutlich werden. Als Beispiel zeigt das Diagramm 1, daß die π der s_2 ohne fixierte Lage stets aus den β-Maxima der s_1 herausfallen. In anderen größeren Teilbereichen können beide jedoch zusammenfallen (s_2 geometrisch als h01-Flächen zu B_1). Die Überprägung des s_1 durch das jüngere s_2 wird in manchen Gebieten der zentralen Glimmerschiefer morphologisch deutlich. Das s_2 drückt sich dann durch Kluftgassen und Rinnenbildungen in den Karböden aus.

In den dünngeschieferten Partien der Glimmerschiefer bleibt die Frage vielfach offen, ob die sichtbare Schieferung dem s_1 oder s_2 entspricht. Der Nachweis orientierter Schliffe ergibt dann häufig, daß das ältere s_1 später erneuert als Gleitfläche betätigt wurde.

In Zonen gehäuften Auftretens von s_2 wurde es vielfach als normales Streichen und Fallen kartiert, obwohl es als stoffdiskordant dem stoffkonkordanten s_1 gegenübergestellt werden muß.

c) Vorwiegend in den mit starken Quarzschwielen ausgestatteten Glimmerschiefern der zentralen Gebiete, seltener in dünnschiefrigen Anteilen der Glimmerschiefer treten neben den durch B_1 diktierten

Diagramm 1. Sammeldiagramm des Bereiches Großer Knallstein-P. 2520-Ahornsee. 562 β. Scharfe Maxima der β aus s_1 in O-W; Kreuzchen = gestreute D der Quarzknauern; Kreuzchen im Kreis = = π der s_2. Besetzungsdichte: 10%, 7%, 2%.

Diagramm 2. Sammeldiagramm mit 484 β aus s_1 der Synklinale südlich P 2449 (siehe Profil). Besetzungsdich e: 6·5%, 5%, 1%. Synklinalachse im β-Hauptmaximum.

Achsen auch in starker Streuung B-Achsen und Linearen auf, denen weder ein π, noch ein β entspricht, und die ohne erkennbare Beziehung zu den bisher besprochenen Richtungen stehen. Sie liegen vorwiegend im NW oder NO. Rückformungsversuche führten zu keinen Ergebnissen. Manche der im NO-Quadranten liegenden Achsen erwiesen sich als postkristallin zu Granat und Biotit, so daß sie wohl jünger als s_1 sind. Wie schon erwähnt, ließ sich ein direkter Nachweis des Vorhandenseins älterer Achsen als B_1 nicht erbringen.

d) Neben zahlreichen Kluftsystemen treten in den behandelten Profilen auch starke Mylonitzonen auf, welche zumeist in ihrer Richtung dem s_2 entsprechen und auf lange Strecken im Streichen zu verfolgen sind.

III. Das zeitliche Verhältnis von Kristallisation und Deformation.

1938 charakterisierte *H. Wieseneder* den typischen Mineralbestand der Glimmerschiefer als wesentlich posttektonisch und erwähnte den Granat als im Zuge der Durchbewegung entstanden, während die Hornblende in der Kristallisation nachfolgt.

Wir können diesen Befund heute noch weiter präzisieren und mit Sicherheit die Paragenese Granat, Biotit, Muskowit, Hornblende, Staurolith, Plagioklas als posttektonisch zu s_1, B_1 angeben, wobei auch paratektonischer Beginn der Kristallisation für Granat und Plagioklas gezeigt werden kann.

Im Granat zeigt sich s_i zumeist schon gefaltet, jedoch nicht mit der Intensität, welche die Fältelung des s_e aufzuweisen hat. Dies ist auch dort nicht selten zu beobachten, wo das s_i unverlegt sich im s_e fortsetzt. Der auffallende Wechsel des Verhältnisses, in dem der Granat zu dem ihn umgebenden Gewebe steht, spricht gleichfalls dafür, daß er noch während der tektonischen Wirksamkeit erfaßt wurde. In selteneren Fällen zeigt sich auch das posttektonische Weiterwachsen eines Granatkorns, so daß der Rindenanteil gänzlich unverletzt ist.

Ähnlich wechselvolle Wachstumsbilder können auch beim typischen Plagioklas der Glimmerschiefer festgestellt werden. Verbogenes s_i und auf s_i zurückgehende Kornzerscherung, undulöse Auslösung, sind zu beobachten. Anderseits findet sich der gleiche Plagioklastyp auch im groben Quarzpflaster mit sperrigem Glimmergebälk der typischen posttektonischen Mineralgesellschaft ohne Spur einer Deformation. Auch die in verspießtem Verband mit postkristallin gefaltetem Serizitgewebe gewachsenen Plagioklase zeigen meist nur geringe Deformationsspuren, wie Risse und schwache Lamellenverbiegungen.

Dagegen zeigen Hornblenden und Glimmer, wie auch Staurolith keine oder nur schwache Beanspruchungsspuren, die dann vielfach eindeutig auf jüngere Deformation (durch s_2 oder NE-B) beziehbar sind.

Manche Anzeichen sprechen dafür, daß Hornblenden und Muskowit noch Wachstumsmöglichkeiten hatten, als auch s_2 bereits wirk-

sam war, da mehrfach querstehende, unverletzte Individuen in s_2 liegen. Granat, Biotit, die meisten Hornblenden und Muskowite wurden aber bereits in fertigem Zustand von s_2 erfaßt, wobei es dann oft zu Chloritbildung kam.

Demnach erfaßt der Bauplan s_1, B_1 den gesamten Gesteinskomplex der heutigen Ennstaler Phyllite und der südlich anschließenden Granat-Glimmerschiefer, welch letztere damals als oft quarzreiche Serizitphyllite vorlagen und entsprechend den von mir 1953 aus der steirischen Grauwackenzone geschilderten Verhältnissen auch wohl schon alpinotyp gefaltet waren. Damit wird die bereits erwähnte Differenzierung des durch B_1 geschaffenen Baustiles auf Grund vorgegebener Bau-Anisotropie besser begreifbar. Zum Teil noch während der durch B_1 bedingten Deformation, wesentlich aber nach dieser begann die Kristallisation, die die Granat-Glimmerschiefer schuf und aus dem heutigen Hauptanteil der Niederen Tauern eine bestimmte Prägungseinheit erzeugte. In ihren Endphasen, zum Teil in Interferenz mit s_2 gewann diese Kristallisation zunehmend epizonale Züge (Chlorit, Epidot, Ab-Rinden um Oligoalbit).

Es ergab sich aus der Bearbeitung des gesamten Gebietes kein ausreichender Grund, die als s_2 beschriebene Flächenschar vollkommen als spätere, zeitliche weit getrennte tektonische Phase von s_1 abzutrennen und ich betrachte beide als zu *einem* Großvorgang gehörig.

Vollkommen postkristallin sind die annähernd im Streichen von s_1 und s_2 liegenden steilstehenden Mylonitzonen, die mit bedeutenden Phyllonitisierungen und örtlich vollständiger Diaphthorese verknüpft sein können. An ihnen haben ohne Zweifel auch bedeutende Relativbewegungen stattgefunden.

IV. Gesteinstypen, stratigraphische Gesichtspunkte.

Die in einer großen Übersicht zum Ausdruck kommende Einförmigkeit der Gruppe der Glimmerschiefer löst sich bei der Untersuchung in eine große Zahl von Einzeltypen auf, die zumeist untereinander durch Übergänge verbunden erscheinen. Nach dem Quarzgehalt finden wir quarzitische Endglieder bis zu quarzarmen Glimmerschiefern.

Quarzitische Typen: feinkörnige und feinlagige Biotitquarzite, selten mit Muskowit, sehr häufig mit Chlorit, etwas Hornblende, Pigment.

Extrem quarzarme Glimmerschiefer sind in der eigentlichen Glimmerschiefergruppe selten.

In der Mitte zwischen beiden Endgliedern steht die große Masse der Glimmerschiefer: fast reine Biotit-Glimmerschiefer, durch oft beträchtliche Kohlenstoff-Beimengung stark gefärbt, Zweiglimmerschiefer, Hellglimmerschiefer. Granatgehalt in Menge und Größe wechselnd, oft selbst im Handstück nicht homogen. Graphitgehalt wechselnd. Mäßige Beimengung von Hornblende und Chlorit häufig. Plagioklas in Menge und Größe schwankend, im Extrem bis zur Gleichberechtigung neben Quarz im Grundgewebe (je etwa 30 bis 40 Vol.%.

In den zentralen, grobkristallinen Teilen nehmen Quarzknauern und verfaltete Quarzlagen stark zu: quarzreiche Zweiglimmerschiefer mit wechselndem Granatgehalt.

In Profilanteilen mit schwarmweise auftretenden dünnen Marmorbändern finden sich immer besondere Typen von Schiefern, die wohl stratigraphisch den Marmoren anzuschließen sind: dünne Bänder und Linsen abfärbender Kohlenstoffquarzite (extrem feinlagig und feinkristallin, mit Magnetit und Pyrit, häufig auffallend limonitische Verwitterung wie auch manche Marmore selbst; grusartiger Zerfall wie Lydit). Übergänge zu quarzarmen, kohlenstoffreichen Schiefern mit und ohne Granat, besonders quarzarme Biotitschiefer, bis feinkörnige dunkelgraue Biotitquarzite, nicht selten mit Rostflecken. In den Biotitschiefern oft ankeritisches Karbonat als Porphyroblast oder in feinen Linsenzügen; Biotit-Chlorit-Hornblende wechselnd. Dünne Amphibolitbänder mit hohem Biotit-Chlorit-Anteil.

Der Gruppe mächtiger Bänderkalke des Gumpeneck-Typus fehlen die Begleiter, doch sind sie häufig mit hellen Quarziten verknüpft. Sie werden als ein stratigraphisch anderes Glied, das nach s_1 in die Schiefer eingefaltet ist, gedeutet.

Mächtige Amphibolitzüge, in eigenen Zonen zusammengeschlossen, liegen oft benachbart den marmorreichen Zonen, sind aber nicht unbedingt an diese gebunden.

Im ganzen Nordrahmen der Glimmerschiefer findet sich vom Osten beginnend bis an die Schladmingermasse heran eine Gesteinsgruppe in enger Verbindung mit den Glimmerschiefern. Sie ist zwar feinkörniger, im Mineralbestand jedoch diesen entsprechend. Es sind Quarzite mit feinnadeligen Hornblenden, Garbenschiefern, Phyllonite mit Granat, Hornblende-Chloritschiefer. Teilweise fällt diese Gruppe mit der Diaphthoritzone des Nordrahmens zusammen, die durch *W. Fritsch* einer Beschreibung zugeführt wird.

In ihrem Gesteinsbestand entspricht diese Serie weitgehend der von mir 1953 beschriebenen Fötteleck—Mölbegg-Serie, die ich als ältere stratigraphische Gruppe den Grauwackenschiefern gegenüber-

gestellt habe. Auch in den Niederen Tauern läßt sie sich von der Gruppe der Ennstaler Phyllite abtrennen.

Für die mächtigen Profile der Granat-Glimmerschiefer selbst bestehen keine unmittelbaren Hinweise stratigraphischer Art. Sie wurden gemeinsam mit dem Bestand der Brettsteinserie durch s_1, B_1 geformt und sind mit diesen gemeinsam zu Glimmerschiefern kristallisiert. Die Brettsteingruppe läßt sich nicht gut als stratigraphische Einheit auffassen und wir müssen, wie anderen Orts ausgeführt wurde (1952), auch mit Vertretung von Altpaläozoikum darin rechnen.

Dem sandig-tonigen Ausgangsmaterial entsprechend, könnten bestimmte Anteile der Glimmerschiefer als Altersäquivalent der Grauwackenschiefer betrachtet werden. Daß die Prägung der Glimmerschiefer aber nicht vorpaläozoisch erfolgt sein kann, zeigt der Umstand, daß auch die den Grauwackenschiefern entsprechenden Ennstaler Phyllite durch den Bauplan s_1, B_1 geprägt wurden, der seinerseits älter ist als die Kristallisation der Granat-Glimmerschiefer.

Literatur.

Angel, F., 1924, Gesteine der Steiermark. Graz. — *Heritsch, F.*, 1921, Geologie der Steiermark. Nat. Ver. f. Stmk., 57. Bd. — *Metz, K.*, 1952, Die Frage der Vergleichbarkeit von nordeuropäischem und alpinem Grundgebirge. N. Jb. Geol. Pal., Mh., Stuttgart. — *Metz, K.*, 1953, Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, für 1951. — *Sander, B.*, 1948, 1950, Einführung in die Gefügekunde I und II. Wien, Springer-Verlag. — *Schwinner, R.*, 1923, Die Niederen Tauern. Geol. Rdsch. 26. — *Wieseneder, H.*, 1938, Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. Min. Petr. Mitt. 50, Leipzig.

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Kiel.

Zum Keimbildungsproblem bei Strahlungskristallisaten und gedrillten Kristallen.

Von

J. Leonhardt.

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 16. Mai 1953.)

Es ist eine alte Erkenntnis, daß bei jeder Kristallbildung dem *Keimstadium* grundlegende Bedeutung zukommt. Im Bereich der Strahlungskristallisate und der gedrillten Kristalle sind in dieser Hinsicht noch viele Fragen offen. Es sei nur hingewiesen auf die einschlägigen Arbeiten der französischen Schule (*Wallerant* u. a.), auf die Beobachtung von *B. Popoff* (1) und anderer Autoren. Kristallbildung aus wäßrigen Lösungen, aus der Schmelze, bei polymorphen Umwandlungen und anderen Vorgängen liefern reichlich Beispiele.

Meistens sind Systeme, die sich wesentlich im Zweidimensionalen halten, wegen ihrer Übersichtlichkeit im Versuch bevorzugt. Zu ihnen gehören die in neuerer Zeit von *biologisch-medizinischer* Seite durchgeführten Kristallisationen aus Kupferchloridlösungen (2). An ein Beispiel dieser Art werden auch unsere — an sich *allgemein gültigen* — Überlegungen anknüpfen (siehe unten).

Ausgangspunkt für unser Vorgehen seien die Vorstellungen über Keimbildungsverhältnisse, wie sie sich schon in anderem Zusammenhang bewährt haben (3). Zunächst unterscheiden wir demgemäß:

I. *Freie Keime* (spontane Bildungen, die unabhängig sind von irgendwelchen vorausgegangenen „Erlebnissen" des Materials).

II. *Gebundene Keime* (physikalisch und geometrisch durch bereits vorhandenen kristallinen Bestand, auch Verunreinigungen, bedingt).

Nehmen wir als weiteren Gesichtspunkt die *zeitliche Aufeinanderfolge* der einzelnen Keimbildungsakte hinzu, so ergeben sich wieder zwei Fälle:

a) *Simultane Keimbildung* (mit streng eingehaltener oder nahezu eingehaltener Gleichzeitigkeit).

b) *Repetierende Keimbildung* (mit einem *gesetzmäßigen* Nacheinander).

Die einzelnen Möglichkeiten braucht man nur sinngemäß zu kombinieren, um die praktisch wichtigen Fälle zu erkennen. So liefert z. B. im Bereich der *Strahlungskristallisate* die *Kombination I mit a* den Typ der bekannten *radialstrahligen* (mit den Speichen eines Rades vergleichbaren) Gebilde, der nicht weiter erläutert zu werden braucht.

Wir kommen aber im Vergleich mit den bisherigen Erklärungsversuchen auf Neuland, wenn wir die *Kombination II mit b* bilden.

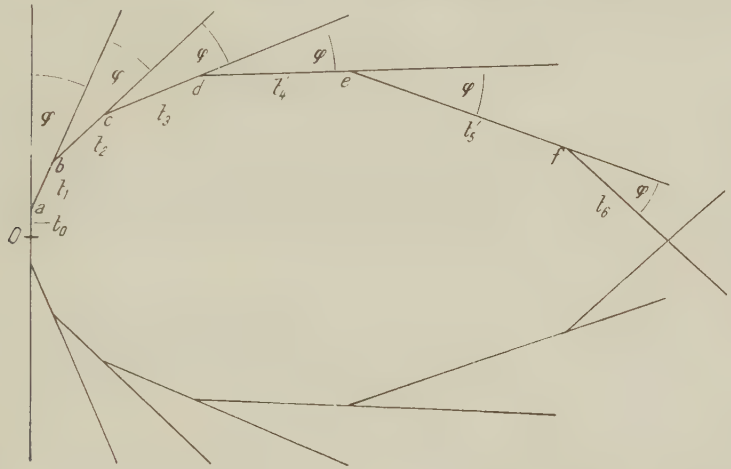


Abb. 1. Zeichnerische Behandlung des bei Strahlungskristallisaten oft beobachteten »Blattes« als Beispiel für »repetierende Bildung gebundener Keime«. $\varphi = 20°$, $c = 1{,}5$ (s. Text).

Dabei zeigt sich, daß wir im Gebiet der Strahlungskristallisate einen Erscheinungskomplex, der in den letzten Jahren durch die erwähnten Beobachtungen von Biologen und Medizinern in den Vordergrund gerückt ist, einer kristallographischen Deutung gefügig machen. Diese Kombination II b sei auf konstruktivem Wege behandelt (vgl. Abb. 1).

Wir zeichnen einen doppelseitigen (symmetrischen) Polygonzug nach folgender Vorschrift: Vom Punkt 0 (Ausgangskeim) aus gibt eine Strecke t_0 den ersten Strahl an. Im Punkte a zweigt sich vom (im übrigen fortwachsenden) Strahl t_0 unter dem Winkel φ der Strahl t_1, im Punkte b unter gleichen Bedingungen (Winkel φ) der Strahl t_2 ab usw. Dabei folgt die *Länge* der Strecken t_0, t_1, t_2 . . . . . einer *geometrischen Progression:*

$$t_0 = t_0 \cdot c^n,$$

wo c (in unserem Falle $c > 1$) eine von den herrschenden wachstumsphysikalischen Faktoren abhängige Größe darstellt. $n = 0, 1,$

2, 3 ..... zählt die Repetitionsschritte ab. Der im einzelnen Falle eingehaltene konstante Winkel φ wird aus den jeweils vorliegenden Gitterverhältnissen zu erklären sein.

Das entstandene Gebilde ist ein *Blatt* (Innenraum). Die nach außen abzweigenden Strahlen sind in Abb. 1 aus Gründen der Platzersparnis kurz gehalten; auf den Kristallisationsplatten bilden sie in der Regel lange Fasern und bedecken in ihrer Gesamtheit den größeren Teil des Areals. Ist der Ausgangskeim in 0 ein Zwilling, so entsteht ein *Doppelblatt*.

Durch entsprechende *Wahl von φ und c* lassen sich alle gestaltlichen Variationen des Blattes und der verwandten Formen (gedrungen — gestreckt — Einrollen der t_n-Züge bei $c < 1$ und geeignetem φ, z. B. $c = 0{\cdot}8$ und $\varphi = 30^0$) gewinnen. Einige leicht zu erkennende Spezialfälle sind besonders reizvoll. Im Falle der Abb. 1 sind für φ und c die Werte 20^0 bzw. 1·5 angenommen. Die „Verzweigungspunkte" a, b, c, usw. entsprechen der *repetierenden Bildung gebundener Keime*.

Wenn wir statt des Winkels in der Ebene (φ) mit einem anderen Winkel in den Raum herausgehen, kommen wir vom *zwei*dimensionalen zum *drei*dimensionalen Fall. Eine ganze Reihe von Erscheinungen im Bereich der *gedrillten Kristalle* bietet sich für eine Erklärungsmöglichkeit auf der gewonnenen Basis an.

Herr Dr. *O. Selawry* (Rendsburg) hat mich vor mehr als zwei Jahren durch eine Anfrage veranlaßt, den durch die erwähnten Versuche berührten kristallographischen Dingen nachzugehen; ich gab ihm damals die hier vorgetragene Erklärung. Er hat dankenswerterweise auch neues Beobachtungsmaterial bereitgestellt. Seinen eigenen Veröffentlichungen mit schönen Abbildungen soll nicht vorgegriffen werden. Meine bisherigen Beobachtungen u. d. M. ergaben kristallographische Gleichwertigkeit der t_n, d. h. gesetzmäßige Verwachsung einer Kristallart mit sich selbst.

Eine prinzipielle Bemerkung sei noch gestattet. Bei Problemen vorliegender Art sind wir gewohnt, zunächst die geometrischen Formen und Zusammenhänge auf kristallographischer bzw. kristallstruktureller Basis zu ordnen und zu erklären, und von den (idealisierten) Grundformen aus die unterschiedlichen Erscheinungen dann als Kombinationen oder Varianten unter dem Einfluß physiko-chemischer Faktoren zu deuten (z. B. Einfluß von Pflanzensäften, Blut gesunder und kranker Menschen usw. auf das Auskristallisieren von $CuCl_2$-Lösungen). Von der Sicherheit dieser Aussagen hängt es dann ab, wie weit man zu einer Verwertbarkeit für diagnostische Zwecke kommen kann. Es ist nicht überflüssig, zu betonen, daß wir dies-

bezüglichen *anthroposophischen* Gedankengängen *nicht* zu folgen beabsichtigen.

Eine Aufgabe, die sich abzeichnet, besteht darin, die gewonnenen Erkenntnisse und künftigen Arbeitsergebnisse einzugliedern in das System der *B. Sander*schen Gefügekunde.

Zusammenfassung.

Eine begrifflich scharfe Trennung der Keimbildungsfaktoren wird gegeben und zur Deutung der Geometrie von Strahlungskristallisaten und gedrillten Kristallen herangezogen. Erläuterung an einem Beispiel „repetierender Bildung gebundener Keime".

Literatur.

1. *Popoff, B.*, Über Strahlungskristallisation. Fortschr. Min. *11* (1927), 70 und andere Arbeiten. — 2. *Pfeiffer, E.*, Empfindliche Kristallisationen als Nachweis von Formkräften im Blut (Dresden 1936) und andere Arbeiten. — 3. *Leonhardt, J.*, Polymorphie und Wachstum in fester Phase. Fortschr. Min. *21* (1937), 69.

Aus dem Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

Die Massengesteine der Nordtiroler und Vorarlberger Kalkalpen.

Von

G. Mutschlechner.

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 9. Juni 1953.)

Noch immer bildet der Vulkanismus das hervorstechendste Merkmal der südalpinen Kalkalpen-Stratigraphie, dem die Nordalpen lange Zeit nichts einigermaßen Vergleichbares an die Seite zu stellen hatten. Im Laufe eines Jahrhunderts sind zahlreiche, zwar nicht große, aber interessante und geologisch wichtige Vorkommen von Massengesteinen und ihren Abkömmlingen auch aus den *Nördlichen Kalkalpen* bekannt geworden. Die bis jetzt ermittelten und zum Teil noch unveröffentlichten Fundstellen in Nordtirol und Vorarlberg sollen hier erstmals vollständig mitgeteilt und gesichtet werden. Bei dieser Gelegenheit kann auch einiges berichtigt werden. Ausgenommen — weil nicht mehr zu den Kalkalpen geologischen Sinnes gehörig — bleiben die im Schrifttum teilweise viel früher erwähnten Schollen kristalliner Gesteine an der tektonischen Basis der kalkalpinen Serie im Bregenzer Wald sowie die als Trapp, Allgovit, Alpenmelaphyr, Diabas und Diabasporphyrit beschriebenen Einschaltungen in der Flyschzone.

Die Reihe der Entdeckungen auf diesem Gebiete hat *Adolf Pichler*, der um die geologische Erforschung Tirols hochverdiente erste Inhaber der Lehrkanzel für Mineralogie und Geognosie an der Innsbrucker Universität, vor bald 90 Jahren auf Tiroler Boden begonnen. 1865 konnte er in sein Tagebuch schreiben: „28. August. Am Wetterstein bei Ehrwald den schwarzen Porphyr im Jura entdeckt". Er hatte das dunkle Gestein, das ihn an manche Augitporphyre erinnerte, im Geröll des durch das Dorf Ehrwald führenden Bachbettes gesehen, dann im Lehngraben nach Osten bergauf verfolgt und schließlich in der Waldzone am Fuße des Schneeferner-Kopfes (Zugspitz-Massiv) im Kontakt mit oberjurassischen Hornsteinkalken

getroffen. 1866 gab *Pichler* die erste Beschreibung dieser Fundumstände und des Anstehenden und die von *Karl Ritter von Hauer* ausgeführte Analyse der schwarzen Einsprenglinge bekannt. 1875 nannte er das Gestein, das er für einen Augitporphyr hielt, zur Unterscheidung von anderen Schmelzgesteinen nach dem nächsten Dorf „Ehrwaldit".

Später sind dann durch *Otto Ampferer, Friedrich Wilhelm Pfaff* und *Otto M. Reis* anläßlich der Kartierungen am Süd- und West-

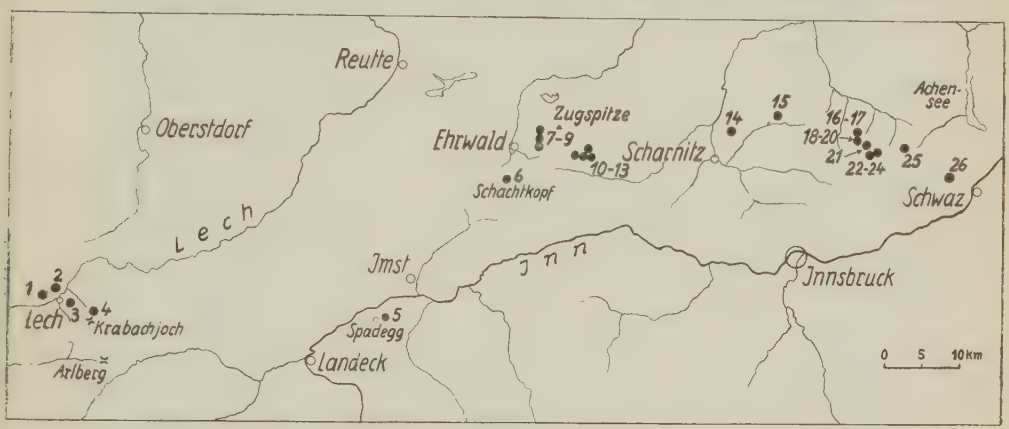


Abb. 1. Verbreitung der Massengesteine in den Nordtiroler und Vorarlberger Kalkalpen. Die schwarzen Punkte bedeuten Fundstellen. Die Zahlen entsprechen den Nummern im Text.

abfall des Wettersteingebirges noch einige, meist nicht einmal einen Quadratmeter große, deshalb schwer auffindbare Ausbisse des Ehrwaldits hinzugekommen. Solche sind in den geologischen Karten und Beschreibungen der Genannten von folgenden Gebieten angeführt:

a) oberste Hauptverzweigungen des Lehnbachgrabens östlich von Ehrwald in der Nähe von *Pichlers* Fundstelle in ± 1700 m Höhe (Nr. 7 bis 9 in der Kartenskizze);

b) 6 km weiter östlich an der Südabdachung des Hohen Kammes, südöstlich des Zugspitzgatterls, von der Kaltwasserquelle bis zum Steinernen Hüttl in Höhen zwischen 2000 und 2200 m. Hier hatte bereits *Carl Wilhelm von Gümbel* ein Rollstück im Bachbett beim Steinernen Hüttl gefunden (Nr. 10 bis 13 in der Skizze).

Otto Ampferer erwähnte auch (unter Berufung auf *R. Lachmann),* daß durch den Bergbau Spuren dieses Gesteins im Innern des Schachtkopfes im Fernpaßgebiet südlich Biberwier angefahren wurden. Dieses Vorkommen (Nr. 6 in der Skizze) liegt 6 km südwestlich von den Ehrwalder Fundstellen in über 1400 m Höhe.

Der Ehrwaldit ist geologisch hauptsächlich durch *Otto M. Reis* (1911), petrographisch von *Alois Cathrein* (1890) und *Matthäus Schuster* (1911) untersucht worden.

A. Pichler hatte bräunlichen Glimmer, weißlichen Feldspat und blätterige Massen eines olivinähnlichen Minerals in schwarzer Grundmasse unterschieden.

G. Tschermak hielt das Gestein für einen Augitporphyr.

A. Cathrein stellte Augit, Enstatit, Hypersthen, Bastit, Hornblende, Apatit und Magnetit fest, aber keinen Feldspat und keinen Olivin, wohl aber Mandelausbildung (mit Kalzit und Zeolithen).

H. Rosenbusch gibt Olivin an, hingegen keine rhombischen Pyroxene und keine Mandeln. Er schloß die Gesteinsart anfänglich auf Grund einer falschen Bestimmung (Nephelin), an die Teschenite, später an die Monchiquite an.

M. Schuster hat zwei Ausbildungen unterschieden:

1. Deutlich porphyrisch mit bis 0·5 cm großen schwarzen Augiten (Titanaugit) und zu bastitartigem Serpentin umgewandelten Olivinen. In der Grundmasse viel Augit, Hornblende, Biotit, Erz (Magnetit), Apatit. Relativ glasarm. Glas zu Chlorit oder zu Zeolith umgebildet.

2. Feinkörnig, mikroporphyrisch. Reichlich serpentinisierte Olivineinsprenglinge, Augit, Hornblende, Biotit, Apatit. Augiteinsprenglinge fehlen. Glasreich. Mandeln (bis einige Millimeter groß), sekundär mit Kalzit gefüllt.

Schuster hat diese feldspatfreien Gesteine als Lamprophyr, und zwar als monchiquitischen Melaphyr bezeichnet.

E. Tröger nannte das Originalgestein vom Fuß des Wetterschrofens „melanokrater Hyalo-Biotit-Augitporphyr".

Eine Neubearbeitung, die vor wenigen Jahren in Innsbruck von Fräulein *N. Moschinsky* (jetzt in Kanada) begonnen wurde, ergab, einer freundlichen Mitteilung zufolge, daß die Ehrwaldite Sonnenbrenner sind und daß der Bastit nicht vom Olivin herrührt, sondern vom Enstatit.

1876 hat *Adolf Pichler* im östlichen Teil des *Karwendelgebirges*, östlich der Eng und des bekannten Ahornbodens, genauer am Abstieg vom Binsjöchl (= Grameijoch) zur Binsalm einen fast fußgroßen erratischen Block eines dunklen „melaphyrartigen Gesteins" gefunden, dessen Anstehendes er „irgendwo in den Nördlichen Kalkalpen" und nicht, wie *Hans v. Wolf* einmal schrieb, in der Nähe vermutete. *Alois Cathrein* hat das Gestein mikroskopiert und darüber 1890 berichtet. Er fand darin Bastit, Augit, Biotit, Apatit, Titanit, Magnetit, Pyrit, Chlorit, Kalzit und Zeolith. *Cathrein* rechnete das Gestein zu den Augititen. Der rätselhafte Fund — *Pichler* dachte an einen Gletschertransport aus der Gegend von Ehrwald — hat auf ihn so großen Eindruck gemacht, daß er den Block auch 1896 in seinen Streifzügen „Kreuz und quer" noch einmal erwähnte. Das Anstehende wurde aber erst 73 Jahre später (wie weiter unten ausgeführt wird) vom Verfasser dieser Abhandlung gefunden.

1928 hatte *Max Richter* von einer 6 km weiter westlich gelegenen Stelle des Karwendelgebirges, nämlich vom *Ladizjöchl*, 1 km nördlich der Falkenhütte, in der südlichen Falkengruppe *Diabase* mitgeteilt, die hier gangförmig in den Juraschichten stecken. Ich habe diese von *Richter* durch ein geologisches Profil veranschaulichte und von der nahen Falkenhütte auf einem Steig bequem zugängliche, aber stark bewachsene Fundstelle wiederholt besucht. Mein geologisches Profil sieht zwar etwas anders aus. So erscheinen hier beispielsweise zwischen den Kössener Schichten und den Fleckenmergeln auch noch rote Liaskalke. Die kleinen Durchbrüche des dunklen Massengesteins stecken aber genau so, wie *M. Richter* angibt, in den Kössener Schichten nördlich des Ladizjöchls und in den Fleckenmergeln knapp östlich dieser Einsenkung, wo ein verwachsener Jagdsteig in Serpentinen aus dem Laliderer Tal heraufführt. Sämtliche bisher bekannt gewordenen Fundstellen liegen in rund 1820 m Höhe an der Ostabdachung (Laliderer Seite, Nr. 18 und 19 in der Kartenskizze).

Diese stark zersetzten feinkörnigen Gesteine hat *M. Richter* als Olivindiabase bezeichnet. Im Schliff war der meist in Kalzit umgewandelte Olivin nur mehr nach der Kristallform zu erkennen. Weiters wurden Biotit und daraus entstandener Chlorit, in der Grundmasse Feldspäte und Magnetit nachgewiesen. Das Gestein ist so reich an Kalzit, daß es auf Salzsäure lebhaft reagiert.

1929 fand *Otto Ampferer* im obersten *Lechtal* in den stark bearbeiteten Grundmoränen der Umgebung von *Lech* an vielen Stellen Geschiebe von grünen Massengesteinen, die nur aus der Nähe stammen konnten. Bald gelang es ihm, das Anstehende dieser bis dahin nicht bekannten Gesteine in den mitteltriadischen Ablagerungen zu entdecken. Zuerst wurde in einem kleinen Steinbruch neben dem Gasthaus „Goldener Berg" (1 km nordwestlich der Kirche von Lech (Nr. 2 in der Kartenskizze), in 1680 m Höhe ein Melaphyrgang festgestellt. Dann wurden einige Gänge 2 km westlich des Dorfes in der Gipfelregion des *Kriegerhorns* (2176 m) in Höhen über 2000 m kartiert (Nr. 1). Weitere Spuren im Schutt bei der Kirche führten schließlich zur Auffindung einer dreigeteilten, fast 1·5 km langen und rund 100 m hohen Eruptivmasse in den untersten felsigen Hängen südöstlich und östlich von *Lech* in 1600 bis 1700 m Höhe. Sie reicht bis auf 700 m an die Kirche und im Westen bis auf 500 m an die Autostraße heran [1] (Nr. 3).

[1] *O. Ampferer* schrieb in der ersten Bekanntgabe (1930, S. 53) versehentlich *südwestlich* von Lech. — Alle diese Vorkommen waren *Ampferer* bei früheren geologischen Aufnahmen (1913) entgangen, wiewohl er von der Gegend des Hauptvorkommens ausnahmsweise sogar eine vielfarbige geologische Ansicht

1930 kamen noch zwei kleinere Vorkommen am Kriegerhorn hinzu. Insgesamt sind am Kriegerhorn vier deutliche Einschaltungen von 3 bis 5 m Mächtigkeit unterscheidbar, die in den Arlbergkalken liegen. *Ampferer* hielt diese Kalke ursprünglich für Opponitzer Kalke der Raibler Schichten.

Die beiden Hauptverbreitungsgebiete (Kriegerhorn und östlich Lech) sind 2·5 km entfernt. Das Vorkommen „Goldener Berg" befindet sich zwar etwas nördlich, aber ziemlich in der Mitte.

Die Bedeutung des Gebietes von Lech liegt darin, daß hier nicht nur Laven, sondern auch deren Abkömmlinge (Tuffe und Agglomerate) vorhanden sind. Nach *Ampferer* handelt es sich hier um das größte Tuffvorkommen der gesamten Nördlichen Kalkalpen.

Die petrographische Bearbeitung der Gesteine von Lech besorgte *Wilhelm Hammer* (1929/30). Darnach waren es basaltische Magmen, die zu besonders feldspatreichen, verhältnismäßig augitarmen und ganz olivinarmen bis olivinfreien Melaphyren erstarrt sind bzw. Melaphyrtuffe geliefert haben. Die klastischen Gesteine (Aschentuffe, Lapillituffe und Agglomerate mit viel kalkigem Material) überwiegen. Die Ergußgesteine sind feinkörnig (teils ophitisch-körnig, teils porphyrisch, oft noch mit Glasbasis, vitrophyrisch) und treten mengenmäßig stark zurück. Folgende Gliederung war möglich:

Typus Lech (Hauptvorkommen südöstlich Lech):

a) Hypokristallin-porphyrisch: Grundmasse aus regellos verteilten Plagioklasen. Einsprenglinge von Plagioklas (zwischen Oligoklas und Andesin), einzelne große Augite, Kalzit, reichlich Erz.

b) Vollkristallin-ophitisch: Plagioklasleisten (Oligoklasandesin), Chlorit (aus Augit entstanden), Kalzit, Titaneisenerz.

c) Vitrophyrisch: Plagioklase, zum Teil durch Kalzit ersetzt. Einzelkristalle und Nester von Augit. Chlorit. Viel braunes Glas.

Typus Kriegerhorn:

a) Porphyrische Struktur: zwei Generationen von Feldspäten mit höherem Anorthitgehalt. Grundmasse aus Plagioklasfilz. Kein Augit und kein Chlorit, wohl aber Kalzit (vielleicht aus Augit entstanden). Titaneisen und Titaneisenglimmer.

b) Gleichmäßig ophitisch: Balkengerüst aus Plagioklasen mit Nestern von Chlorit.

Typus Goldener Berg:

Kein Ergußgestein, nur Kalke, aus Brocken zusammengefügt, mit Lapilli und Melaphyrstücken.

---

publiziert hatte (Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien 1914, Tafel 14).

1937 schrieb *Ampferer*: „Diese Entdeckung brachte mir zugleich die Erkenntnis, wie leicht man bei der geologischen Landesaufnahme ein Vorkommen übersehen kann, das man nicht in seiner Phantasie erwartet ... Zahlreiche Exkursionen sind daran vorbeigezogen und ich selbst bin mehrmals ganz in der Nähe der Laven und Tuffe gewesen."

1930 erwähnte *Otto Ampferer* einen meines Wissens schon viele Jahre zurückliegenden und nie mehr wiederholten Fund vom Südrand der Lechtaler Alpen in dem schmalen Streifen steil gestellter kalkalpiner Gesteine in der Venetgruppe zwischen Imst und Landeck. Hier sammelte *Marianne Möller* 2 km südwestlich der Haltestelle Imsterberg der Arlbergbahn auf 1100 m Höhe in den bunten Oberjura-Hornsteinkalken beim Weiler *Spadegg* ein von kleinen Gängen durchsetztes Stück, das *Albrecht Spitz* petrographisch untersucht hat. Näheres ist nicht veröffentlicht (Nr. 5 in der Skizze).

Anläßlich der geologischen Neuaufnahme des *Karwendelgebirges*[1] in den Jahren 1934 bis 1941 gelangen mir im nördlichen Teil mehrere neue Funde von Schmelzgesteinen.

1935 wurde im Bereich der *Westlichen Karwendelspitze* (nordöstlich von Scharnitz bzw. südöstlich von Mittenwald) 1·2 km südsüdwestlich dieses Gipfels ein solches Vorkommen festgestellt. Der Fundplatz ist das *Gamsangerl* (2188 m), eine selten begangene, nur den Jägern und Kletterern bekannte Gratscharte in der westlichen Umrandung des Kirchls. Längs dieser Eintiefung verläuft die Staatsgrenze. Das Vorkommen (Nr. 14 in der Skizze) liegt bereits 25 Schritte westlich des Grates auf bayrischem Gebiet. Es nimmt eine Fläche von 9 m^2 ein.

Ebenfalls 1935 traf ich im inneren Teil des *Karwendeltales* nordwestlich der Angeralm im steil abfallenden Einzugsgebiet des *Stuhlgrabens* südlich des Bäralpls diese grüne Gesteinstype. Das Anstehende befindet sich zwischen 1600 und 1700 m Höhe in den Reichenhaller Schichten. Wo der Fahrweg den Stuhlgraben quert, kann man die an der hellgrünen Farbe leicht erkennbaren Geschiebe im Bachschutt finden (Nr. 15).

Das Jahr 1938 war noch ergiebiger. Die Funde wurden weiter östlich getätigt: in der Falkengruppe, im Kamm Teufelskopf—Gumpenspitze und in der Eng.

In der *Falkengruppe* konnte zunächst das Verbreitungsgebiet im Bereich des schon durch *M. Richters* Funde wichtig gewordenen *Ladizjöchls* etwas erweitert werden. Es wurden nämlich auch südöstlich des Jöchls unterhalb der niederen, von Hornstein- und Aptychenschichten gebildeten Felsflucht in den Fleckenmergeln der Diabas nachgewiesen. Die Kartenbezeichnung ist „Güfal" (Nr. 20).

Nördlich vom *Mahnkopf* (Falkengruppe) steckt in den Kössener Schichten ein dunkles Ganggestein. Die Fundstelle liegt im Sattel beim Falkenstand auf etwa 2000 m Höhe (Nr. 17).

[1] Das kartierte Gebiet umfaßt das westliche und das mittlere Blatt der vom Alpenverein herausgegebenen Karte des Karwendelgebirges im Maßstab 1 : 25.000. Die Angaben beziehen sich auf diese Kartenblätter.

Ferner wurde hier in dem Graben, der von dieser Senke nördlich des Mahnkopfes gegen Westen zieht, in 1920 m Höhe ein von den sonstigen Vorkommen dieses Gebietes abweichendes hellgrünes Massengestein mit dünnen, bis 4 mm langen Feldspatleisten eruiert. Es bildet unmittelbar nördlich vom Durren-Zipfelboden eine Scholle in den Rauhwacken der Reichenhaller Schichten (Nr. 16).

Vom Abhang des *Teufelskopfes* gegen die Laliderer Alm stammt ein geologisch wertvolles Stück. Es zeigt den Kontakt des dunklen Massengesteins mit dem Radiolarit des Oberen Jura (Nr. 21).

Südöstlich vom *Hohljoch,* dem viel benützten Übergang vom obersten Laliderer Tal in die Eng, ist östlich der *Reislahn* in zirka 1600 m Höhe dunkles Massengestein im Bereich der Fleckenmergel in einer vom Wasser geschaffenen Rinne entblößt (Nr. 22).

Ebenfalls in dieser Gegend wurde an einem in den Karten nicht eingetragenen Steig östlich einer Wasser führenden Rinne in 1610 bis 1620 m Höhe ein dunkles Ganggestein angetroffen, das die Jura-Hornsteinschichten durchbricht (Nr. 23).

Ein weiteres dunkles Vorkommen umschließen die Kössener Schichten nördlich vom *Enger Grund* in zirka 1500 bis 1520 m Höhe (Nr. 24).

1947 glückten mir in den westlichen *Lechtaler Alpen* 5·5 km südöstlich von Lech an der Landesgrenze von Tirol und Vorarlberg im Gebiet der Stuttgarter Hütte am *Krabachjoch* unerwartete Funde. Bereits beim Aufstieg von Zürs zur genannten Hütte wurde ein kleines Stück eines grauen glimmerführenden Gesteins aufgelesen, das an eine bestimmte Tuffart aus der Mitteltrias der Südalpen erinnerte. Nördlich der Hütte lagen lose Stücke dieser Gesteinsart. Das Anstehende wurde in den Partnachschichten vermutet, die den nahen Trittwangkopf aufbauen. Zur Gewißheit wurde das aber erst, als nordwestlich der Hütte auf 2310 m Höhe tatsächlich das Anstehende gefunden wurde. Der beste Aufschluß befand sich jedoch rund 270 m nördlich der Hütte in einem Wasserriß unterhalb des Friedrich-Mayer-Weges (2270 m). Hier fällt in den Partnachschichten eine im Streichen erschlossene und mindestens 1 m mächtige Zwischenschaltung durch graue Farbe, kantige Formen und massiges Aussehen auf. Es ist das erste und bisher einzige bekannt gewordene Vorkommen einer magmatischen Äußerung in den Partnachschichten der mittleren Trias (Nr. 4).

1949 gelang im *Karwendelgebirge* oberhalb der *Bins-Alm* nach kurzem Suchen rein gefühlsmäßig die Ermittlung des Anstehenden zu dem erwähnten Erratikum *Adolf Pichlers* aus dem Jahre 1876.

Die Stelle befindet sich 130 m westlich vom *Gramei-Joch* in 1880 m Höhe in der westlichen Verzweigung des Gramei-Grabens in den Reichenhaller Schichten (Nr. 25).

1950 endlich bemerkte ich als neuestes Glied dieser Reihe am Südrand des Karwendelgebirges gegenüber Schwaz ein kleines Stück eines grüngrauen Massengesteins. Es lag am Ostabfall der Hochnißl-Gruppe auf über 1000 m Höhe im Bereich der jurassischen Schichtfolge des steilen *Mahdgrabens* oberhalb *Fiecht* [1] (Nr. 26).

Damit ist die Liste der in 85 Jahren durch sorgfältiges Kartieren, aber auch durch Glücksfunde zustande gebrachten Vorkommen von Massengesteinen in den westlichen Nordalpen erschöpft. Ihre petrographische Bearbeitung ist veraltet, teilweise aber noch gar nicht durchgeführt.

Es gilt nun, diese Vielfalt nach geologischen Gesichtspunkten, nach *Raum* und *Zeit*, zu sichten.

Zunächst kann man vier Verbreitungsgebiete unterscheiden: Umgebung von Lech, Krabachjoch, Wettersteingebirge, Karwendelgebirge. Die Vorkommen bei Lech und am Krabachjoch gehören trotz Nachbarschaft und annähernd gleichen Alters nicht zusammen. Sie liegen in ganz verschiedenen geologischen Einheiten, nämlich in der Lechtal-Decke und in der Krabachjoch-Decke. Beide sind durch die Inntal-Decke getrennt.

Die Ehrwaldite des Wettersteingebirges und die Diabase des Karwendelgebirges halten sich in auffälliger Weise an die großen West -Ost verlaufenden Störungszonen. Zu den verschiedenen tektonischen Auffassungen beider Gebiete durch *Otto Ampferer* und *Max Richter* soll aber in diesem Rahmen nicht Stellung genommen werden.

Wichtig ist, daß sowohl im Wetterstein wie im Karwendel gerade die jüngeren Schichten von Gängen durchbrochen sind. Auf Grund der neuen Funde weiß man, daß im Karwendelgebirge nicht nur Kössener Schichten und Fleckenmergel, sondern jedenfalls auch die Radiolarite des Oberen Jura von den Schmelzflüssen durchstoßen wurden, was vom Wetterstein schon lange bekannt war. Weiters ist es in beiden Gebieten dieselbe tektonische Einheit, die *Lechtal-Decke*. Die Form und die geringe Größe der Gänge stimmen gleichfalls überein. So reiht diese Kette geologisch zusammengehörender Massengesteine von Ehrwald bis gegen Schwaz im Inntal (55 km). Das Zusammenfallen der Verbreitung mit dem Verlauf

[1] In der Karwendelkarte des Alpenvereins (östliches Blatt) ist die Bezeichnung Mahdgraben 2 km nordwestlich des Stiftes Fiecht zu finden.

von Überschiebungen legt den Gedanken nahe, daß diese magmatische Tätigkeit mit der *Gebirgsbildung* zusammenhängen könnte. Dafür spricht vielleicht, daß ein Teil der Schmelzgesteine des Karwendelgebirges (Gamsangerl, Stuhlgraben, Gramei-Joch) auch in den Myloniten und Rauhwacken der Reichenhaller Schichten steckt. Es scheint sich dabei um Schollen in diesem stark zertrümmerten Gesteinskomplex zu handeln. Diese Auffassung steht im Gegensatz zu der bisherigen, die besagt, daß im Jura die magmatische Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale aufgelebt habe. Als Beweis wurde dafür der Ehrwaldit herangezogen. Es bleibt jedoch einstweilen abzuwarten, ob nicht auch in den Ablagerungen aus der Kreidezeit des Wettersteingebirges Massengesteine bekannt werden, die meine Vermutung bestätigen könnten.

Für ein hellgrünes Gestein mit Feldspatleisten aus dem Mahnkopf-Bereich ist die Beheimatung im grünen Buntsandstein *(Skyth)* am wahrscheinlichsten. Aus weiter östlich gelegenen Gebieten kennt man schon eine Reihe von Parallelfällen magmatischer Förderung im Skyth. Von der petrographischen Bearbeitung des grünen Buntsandsteins und des Haselgebirges ist die Lösung dieser Frage zu erwarten.

Über die Herkunft der in allen drei Decken der westlichen Nordalpen verbreiteten und mit den Knollenkalken der anisischen Stufe vergesellschafteten *„pietra verde"* ergaben sich keine neuen Anhaltspunkte. Jedenfalls ist dieser Tuff in den Südalpen bedeutend mächtiger.

So bilden die Schmelzgesteine und ihre Abkömmlinge schon nach dem derzeitigen, freilich nicht mehr allzu erweiterungsfähigen Stand in den durch die Zentralzone getrennten Kalkalpenstreifen nicht mehr *das* Unterscheidungsmerkmal. Im Gegenteil: die vergleichsweise bescheidenen Äußerungen magmatischer Tätigkeit in den Nordalpen vermehren das *Gemeinsame* beider Bereiche um einen sehr wesentlichen Zug.

Literatur

über die Schmelzgesteine der Nordtiroler und Vorarlberger Kalkalpen.

Ampferer, Otto, Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 55. Band, Wien 1905, S. 549, 555. — *Ampferer, Otto,* Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt. Wien 1912, S. 198. — *Ampferer, Otto,* Erläuterungen zur Geologischen Spezial-Karte der Republik Österreich, Blatt Zirl-Nassereith (5046). Wien 1924, S. 33—35, 58 und 62. — *Ampferer, Otto,* Aufnahmsbericht über den kalkalpinen Anteil des Blattes Stuben (5144). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt. Jahrgang 1930, Wien 1930, S. 52—53. — *Ampferer, Otto,* Beiträge zur Geologie des ober-

sten Lechtales. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 80. Band, Wien 1930. S. 122—125, 140—145 sowie Tafel III und IV. — *Ampferer, Otto,* Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. Wie vorher, S. 438. — *Ampferer, Otto,* Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 81. Band, Wien 1931. S. 207, 208, 216. - *Ampferer, Otto,* Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen im Maßstab 1 : 25.000. Wien 1932, S. 47, 110—112. — *Ampferer, Otto,* Kurzer Bericht über die bei der Neuaufnahme von Blatt Stuben erzielten Fortschritte. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Jahrgang 1937, Wien 1937, S. 140. — *Ampferer, Otto,* Wert der Geologie fürs Leben. Wie vorher, S. 95. — *Cathrein, Alois,* Über den sogenannten Augitporphyr von Ehrwald. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, Jahrgang 1890, Wien 1890, S. 1—9. — *Cornelius, Hans Peter,* Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. Berichte der Reichsstelle für Bodenforschung, Jahrgang 1941, Wien 1941, S. 89—94. — *Cornelius, Hans Peter,* Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie. Sitzungsberichte der Österr. Akademie der Wissenschaften, Math.-naturw. Kl., Abt. I, 158. Band, Wien 1949, S. 543 f. — *Hammer, Wilhelm,* Petrographische Beschreibung der Eruptivgesteine aus der Gegend von Lech. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 80. Band. Wien 1930, S. 140—144 sowie Tafel III und IV. — *Klebelsberg, Raimund v.,* Geologie von Tirol. Berlin 1935, S. 107—109. — *Mutschlechner, Georg,* Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges. Jahrbuch 1948 der Geologischen Bundesanstalt, erschienen Wien 1950, S. 179. — *Mutschlechner, Georg,* Adolf Pichler als Naturforscher. Tiroler Heimatblätter, Jahrgang 1951, Innsbruck 1951, S. 15—16. — *Pichler Adolf,* Beiträge zur Geognosie Tirols. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 16. Band, Wien 1866, S. 503—504. — *Pichler, Adolf,* Zur Geognosie der Alpen. Zeitschrift des Ferdinandeums für Tirol und Vorarlberg. Dritte Folge, 13. Heft, Innsbruck 1867, S. 178 und geologische Karte. — *Pichler, Adolf,* Beiträge zur Geognosie Tirols. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Jahrgang 1875, Stuttgart 1875, S. 927. — *Pichler, Adolf,* Beiträge zur Geognosie und Mineralogie Tirols. Wie vorher, Jahrgang 1876, Stuttgart 1876, S. 920. — *Pichler, Adolf,* Kreuz und quer. Leipzig 1896, S. 132. — *Pichler, Adolf.* Aus Tagebüchern 1850—1899. München und Leipzig 1905, S. 87. — *Reis, Otto M.,* Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges. Geognostische Jahreshefte, 23. Jahrgang, 1910, München 1911, S. 81—83. — *Richter, Max,* Ein neues Vorkommen von Diabasen im Karwendel. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Jahrgang 1928, Wien 1928, S. 117 -120. — *Rosenbusch, Harry,* Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. Stuttgart 1877, S. 484. Desgleichen 4. Aufl., Stuttgart 1907, S. 701. — *Schuster, Matthäus,* vgl. unter *Reis, O. M.* — *Tröger, Ehrenreich,* Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935, S. 153. — *Tschermak, Gustav,* Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869. S. 172.

Geologische Karten.

Ampferer, Otto, Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Zirl-Nassereith (5046). Wien 1912. — *Ampferer, Otto,* Geologische Karte der Lechtaler Alpen. Blatt Klostertaler Alpen, Blatt Arlberg-Gebiet und Blatt Heiterwand und Muttekopfgebiet. 1 : 25.000. Wien 1932. — *Ampferer, Otto,* Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich, 1 : 75.000, Blatt Stuben (5144). Wien 1937. — *Mutschlechner, Georg,* Geologische Karte des Karwendelgebirges. Zwei Blätter 1 : 25.000. Unveröffentlicht. — *Reis, Otto M.,* und *Friedrich Wilhelm Pfaff,* Geologische Karte des Wetterstein-Gebirges. München 1911.

Aus dem Institut für Gesteinskunde der Universität München.

Natronamphibol- (Osannit-) Aegirinschiefer in den Tarntaler Bergen.

Von

Georg Fischer und **J. Nothhaft.**

Mit 14 Textabbildungen.

(Eingelangt am 8. Juli 1953.)

Eine Exkursion unseres Institutes führte uns im Sommer 1951 in das Gebiet der Tarntaler Berge. Die Dünnschliffuntersuchungen von Natronamphibolgesteinen, die hier nach Kartierung Dr. *Hartmanns* die Reckner-Serpentine begleiten, haben einige neue Ergebnisse gebracht, die wir hier als Ausdruck unserer Verehrung für Altmeister *Sander* vorlegen, dem wir gleichzeitig für Überlassung einigen Vergleichmaterials aus dem Innsbrucker mineralogisch-petrographischen Institut danken.

Es würde leider den zur Verfügung stehenden Raum völlig sprengen, wenn wir versuchen würden, den geologischen Bau des Gebietes zu schildern. Wir können hiezu nur auf die Arbeiten *Sanders* (L. 20 bis 24) verweisen und die Kartierung *Hartmanns* (L. 8).

In die posttriadische Phyllitserie im Hangenden der Tarntaler Trias ist am Reckner eine plumpe Linse von Diallagserpentinit eingeschaltet von mehreren Hundert Meter Mächtigkeit und außerdem liegen weitere, schmächtige, aber weit aushaltende Serpentin-„Lager" in mehreren der übereinander gepackten Bewegungseinheiten stets innerhalb der als Jura gedeuteten Folge. Die Einschaltung der Ultrabasite ist daher wahrscheinlich vor der tektonischen Zergliederung erfolgt. *Hartmann* hat sie daher als magmatische Einschaltungen aufgefaßt und einen Beweis dafür in dem schon erwähnten Auftreten der Natronamphibolgesteine gesehen, die stets an die Grenzen der Serpentinite gebunden sind.

In den jüngsten Jahren hat *Koark* (L. 30) dagegen die Meinung vertreten, daß die Serpentinite als tektonische Späne in ihren heutigen Verband gelangt sind und die Na-Amphibolgesteine als Reak-

tionsbildungen bei der alpinen Metamorphose anzusehen sind. Da aber eine petrographische Untersuchung dieser Na-Amphibolgesteine unterblieben ist, wollen wir unsere Beobachtungen hiezu mitteilen.

Der erste Entnahmepunkt des Materials liegt in einem Graben zwischen Klammertörl und der Schoberspitze am Kontakt gegen eine Serpentinitschuppe. Das Vorkommen ist in der *Hartmann*schen geologischen Karte eingezeichnet. Es liegt hier eine reiche Auswahl von Gesteinsblöcken der blauen Na-Amphibolgesteine mit deutlichen Übergängen in die Kieseltonphyllite des „Jura" vor. Das eigentliche Anstehende ist allerdings im Schutt verhüllt.

Die rhythmische Feinschichtung der sedimentären Schichten bildet sich auch in den Na-Amphibolgesteinen ab. Die kieseligen Lagen werden durch Albitisierung stumpf weißgrau, die serizitisch-chloritischen Lagen düsterstahlblau. Dazwischen bleiben die schon in den Phylliten vorhandenen erzdurchstäubten Lagen mit ihrem roten Farbstich erkennbar. Vielfach beschränkt sich die Amphibolführung auf einzelne elliptische Flecken im Gestein, so daß ganz allmähliche Übergänge in amphibolfreie Phyllite gegeben sind. Kräftige Spezialfältelung und dieser Fältelung symmetriegemäß zugeordnete s'-Flächen beherrschen den Feinbau der Phyllite und der Na-Amphibolgesteine.

Der Mineralbestand.

Im Schliff zeigt sich, daß die größeren Amphibolkristalle in der Vertikalzone durch (100) und (110) begrenzt sind. Die erstgenannte Fläche ist bei ihnen wesentlich breiter entwickelt als das Prisma. Kleine Kristallstengel zeigen dagegen vorwiegend oder ausschließlich das Prisma. (010) fehlt meist ganz oder ist höchstens als schmale Leiste entwickelt, ebenso fehlen in der Regel Endflächen. Der Spaltwinkel wurde zu $125^0\,24'$ gemessen. Der c-Achse liegt α zunächst. $c : \alpha = 5^0\,34'$ im spitzen Winkel β. Die kristallographische b-Achse deckt sich mit γ. Die AE liegt also $\perp$ (010). Die Amphibole dieses Typs zeigen $\parallel$ c ultramarinblaue, $\parallel$ a blaßgelbe, $\parallel$ b tiefviolgraue Farbe. Die Absorption von γ ist so stark, daß die Amphibolquerschnitte im normaldünnen Schliff nach dieser Richtung opak erscheinen. Im übrigen ist die blaue Schwingung $\parallel$ c noch viel stärker absorbiert als die blaßgelbe $\parallel$ a. $2V\gamma$ wurde auf dem U-Tisch direkt zu 84 bis 86^0 gemessen. Die Dispersion des Achsenwinkels um γ ist kräftig $r > v$. Außerdem besteht eine starke Dispersion der AE um γ als Drehachse, die sich in besonders dünnen Schnitten $\perp \gamma$ durch einen Wechsel von gelbgrünen zu purpurbraun-violetten Farbtönen statt einer Auslöschung gel-

tend macht. Der Winkel zwischen den Achsenebenen für Blau und Rot beträgt 14°. AE Blau steht weiter von der c-Achse ab als Rot.

Die Hauptbrechungsindices wurden durch Einbettung in α-Bromnaphthalin + Jodmethylen und sofortige Kontrolle des Brechungsindex der Flüssigkeit bestimmt. Es ergab sich $\alpha = 1{\cdot}671$, $\beta = 1{\cdot}673$, $\gamma = 1{\cdot}675$, in Na-Licht. △ wurde mit dem Berek-Kompensator im Na-Licht zu 0·004 bis 0·006 gefunden.

Etwas abweichend verhielt sich ein tiefgefärbter Amphibol von Proben der Na-Amphibolgesteine von der Geierspitze. Zwar ist die Anordnung und der Charakter der Absorption dieselbe wie eben mitgeteilt, doch erscheinen in Schnitten // (010) nicht gelbgrüne, sondern düsterbraune Interferenzfarben, die in der Auslöschungsstellung // c durch einen tiefblauen Balken abgelöst werden. β—α ergab hier bei Kombination der Messungen in komplementären Stellungen einen Wert, der kleiner als 0·0005 ist. Auch hier liegt α nahe // c, ist aber zahlenmäßig fast gleich β. Es muß hier ein sehr kleiner Achsenwinkel um γ vorliegen, doch gelang es bei der sehr tiefen Färbung des Minerals nicht, dies einwandfrei zu beobachten.

Bei beiden Varianten handelt es sich um normalsymmetrische Amphibole, bei denn γ // b am stärksten absorbiert ist. Die starke Färbung spricht für sehr hohen Eisengehalt. Nach den beobachteten Daten kommen weder die Pseudoglaukophane *Pelikans* (L. 16) noch Crossite (β ≃ // c), noch der Rhodusit (*Hugi,* L. 11), noch der Krokydolith (*Doht,* L. 6) oder Glieder der Arfvedsonitreihe in Frage. So möchten wir diese Amphibole der Tarntalergesteine am ehesten mit den „Osanniten" (siehe *Hlawatsch,* L. 9) vergleichen, wenn auch die Brechungsindices der Original-Osannite von Cevedaes und Alter Pedroso (*Burri,* L. 2) nicht unbedeutend höher liegen. Diese Unterschiede in der Lichtbrechung müssen nicht bedeuten, daß unsere Amphibole einen geringeren Fe-Gehalt haben, der Grund könnte auch in höherem H_2O-Gehalt liegen. Als „Riebeckite" möchten wir sie nicht bezeichnen, da die „Riebeckite" z. B. in Korsika symmetrische Lage der AE besitzen und α stärker absorbiert ist als γ und β.

Zwillingsverwachsungen nach (100) sind nicht selten, ebenso auch einzelne, weitgestellte Fugen nach (001).

An die soeben beschriebenen „Osannite" schließen sich vielfach blasser gefärbte Fortwachsungen an, in denen zwar die Anordnung des Pleochroismus in bezug auf das Kristallgebäude gleich orientiert ist, die Schwingung // c aber deutlich grünblau erscheint und nahezu gleichstark absorbiert wird wie die grauviolette, stärker aufgehellte Schwingung // b. Gleichartige Amphibole finden sich auch ohne Begleitung durch „Osannit" in einigen kalkreichen

Lagen des Verbandes. In diesen blasser gefärbten Na-Amphibolen hat sich die Ebene der optischen Achsen durch (100) hindurchgedreht und liegt nun im stumpfen Winkel β. Die Auslöschungsschiefe ist rasch veränderlich. Sie wächst entweder kontinuierlich oder mit wiederholten Rekurrenzen von wenigen Graden bis zu Werten über 45° an. Die maximale Auslöschungsschiefe c : α wurde mit 75° beobachtet, am häufigsten erscheinen Werte zwischen 32 bis 42° c : α. γ bleibt dabei // b. Die Anomalität der Interferenzfarben an Stelle der Auslöschung ⊥ γ ist womöglich noch stärker als bei den „Osanniten". Purpurrote, braune und blaue Farben wechseln hier miteinander ab. Mit steigender Auslöschungsschiefe wächst die Höhe der Doppelbrechung. Gleichzeitig scheinen sich die Zahlenwerte von β und γ einander zu nähern, so daß schließlich in den letzten, nahezu farblosen Endigungen der Nadeln die Lage von β und γ vertauscht wird. γ liegt hier nun 14 bis 21° gegen c geneigt und die AE besitzt symmetrische Lage.

Wir deuten dies vor allem als Folge wachsender Beimischung des Aktinolithsilikates, das schließlich fast zur Alleinherrschaft kommt. Die Mischglieder mit den rasch variablen hohen Auslöschungsschiefen sind demnach kaum als „Crossite", d. h. Zwischenglieder zwischen Osannit und Glaukophan aufzufassen, sondern eher mit der Arfvedsonitreihe zu vergleichen, wie dies schon *Sander* (L. 23) getan hat. Na-freie oder -arme Glieder treten in diesen Gesteinen auch selbständig als asbestartige Füllungen von (okl)-Fugen auf, zusammen mit Albit und Quarz. In einigen Fällen wurden die Na-Amphibolite später durch Klinochlor oder durch Stilpnomelan ersetzt.

Die ganze Amphibolgesellschaft scheint nahe Verwandtschaft zu jener zu zeigen, die *Cornelius* (L. 3 bis 5) aus der Err-Juliergruppe in der Begleitung der Ophiolithe der Platta-Decke beschrieben hat. Auch die Vergesellschaftung mit Aegirin und „goldbraunem Biotit" (? = Stilpnomelan) sowie die Ausbildung der Amphibole als „zierlich eisblumenartige Garben" entspricht vollkommen dem Auftreten in den Gesteinen der Tarntaler Gruppe. Die von ihm mitgeteilte Analyse der Hornblende zeigt „ein Vorwalten des Riebeckitmoleküls", aber unter den 2-wertigen Metallen reichlich $Mg^{"}$ neben $Fe^{"}$. Von den am tiefsten gefärbten Gliedern (den Osanniten) liegt bisher keine Analyse bei *Cornelius* vor.

Die Natronpyroxene.

In dem Gebiet zwischen Reckner und Geierspitze fanden wir in den blauen Natronamphibolschiefern als wesentlichen Gemengteil bereits mit freiem Auge erkennbare grüngelbe Körner, die wir zunächst für Epidote hielten. Im Schliff ergab sich, daß es sich hier um Natronpyroxene handelt.

Ihre Tracht ist stets stengelig nach c und meist deutlich tafelig nach (010). (100) ist daneben weniger breit entwickelt, die Prismenflächen (110) fehlen meist ganz, treten aber natürlich als Spaltrisse mit einem Winkel von 87° kräftig in Erscheinung. Daneben findet sich hie und da eine Absonderung nach (010), nicht nach (100). Lamellare Druckzwillinge kommen sowohl nach (100) wie nach (001) vor. Die AE liegt // (010). α liegt meist wenige Grade von c abweichend, variiert aber nicht unbeträchtlich zwischen 1 und 22°. Am häufigsten wurden Werte von 1 bis 3° und zwischen 6 und 9° von mir beobachtet, sowie in den Kernen anwachsende Werte bis über 20°.

Der Pleochroismus zeigt α = grasgrün, β = gelbgrün, γ = gelb. Die Absorption ist nach allen drei Hauptschwingungsrichtungen annähernd gleichstark.

Zonarstruktur mit etwas lichter gefärbten Kernen und kräftiger grünen Außenhüllen ist verbreitet. Mit der Färbung wächst die Höhe der Doppelbrechung. Sie erreicht aber auch im Höchstfall nur 0,046 und sinkt bei den blasser gefärbten Partien bis 0,030.

Der Mineralcharakter der grünen Pyroxene wurde mit Sicherheit als negativ bestimmt. Zur Festlegung der Indikatrix wurde auf dem U-Tisch gemessen:

1. Der Achsenwinkel.

2. Die Gangunterschiede der drei optischen Symmetrieachsen mittels einer Hilfsrichtung nach der Methode von *Berek-Nikitin* mit Berechnung der Gangunterschiede der drei Hauptdoppelbrechungen nach Bestimmung der Schliffdicke mittels der Quarzmethode. Anschließend Berechnung des Achsenwinkels aus den Hauptdoppelbrechungen. Bei genügend großer Neigung der Hilfsrichtung (zirka 50°) gegen die zugängliche Symmetrieachse ergab diese Methode gute Werte, die mit den direkten Messungen des Achsenwinkels kontrolliert wurden.

3. Bestimmung der drei Hauptbrechungsindizes nach der Immersionsmethode. Als Immersionsflüssigkeit diente 1. Jodmethylen, das bei gelindem Erwärmen auf dem Wasserbad mit Schwefel gesättigt war (Brechungsindex maximal 1·780), 2. Jodmethylen (1·740) und Mischungen von Jodmethylen mit α-Bromnaphthalin.

4. Bestimmung der Auslöschungsschiefen c : α nach *Niggli*.

Die Messungen ergaben, daß der Achsenwinkel $2V_\alpha$ zwischen 68 und 90° schwankt. Die Doppelbrechung nimmt mit Abnahme von $2V_\alpha$ zu. Die Auslöschungsschiefe c : α verringert sich gleichzeitig von 22° auf wenige Grade. Es wurden hier jedoch bei gleichem Achsenwinkel 70° verschiedene Auslöschungsschiefen zwischen 3 und 9° gemessen. In den zonar gebauten Kristallen zeigt

der blasser gefärbte und häufig durch Sanduhrbau ausgezeichnete Kern größeren Achsenwinkel und schwächere Doppelbrechung als die intensiver grüngefärbte Außenzone.

Durch die Immersionsmethode wurde $\gamma = 1{\cdot}778 \pm 0{\cdot}003$
an grünem Korn bestimmt $\alpha = 1{\cdot}738 \pm 0{\cdot}003$

$\triangle = 0{\cdot}040$; $c : \alpha = 9^0$,
$2\,V_\alpha = 70^0$

In einem blaßgrünen Korn ergab sich $2\,V_\alpha$ berechnet zu 86^0
$2\,V_\alpha$ gemessen zu 84^0

$c : \alpha = 21^0$, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}036 \pm 0{\cdot}003$
$\beta - \alpha = 0{\cdot}019 \pm 0{\cdot}003$
$\gamma - \beta = 0{\cdot}017 \pm 0{\cdot}003$

in der kräftig grünen Randzone dagegen $2\,V_\alpha$ berechnet zu 71^0
$2\,V_\alpha$ gemessen zu 70^0

$c : \alpha = 13^0$, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}039 \pm 0{\cdot}003$
$\beta - \alpha = 0{\cdot}026 \pm 0{\cdot}003$
$\gamma - \beta = 0{\cdot}013 \pm 0{\cdot}003$

Versucht man an Hand dieser Meßdaten den Prozentgehalt an Aegirin nach dem Larsenschen Diagramm in *Trögers* Tabellen festzulegen, so ergibt sich für die kräftig grünen Randzonen aus Achsenwinkel und Auslöschungsschiefe etwa ein Gehalt von 70 bis 75% Aegirinsilikat, doch sind hiefür die Brechungsindizes zu niedrig. Aus diesen ergäbe sich nur ein Gehalt von 45%. Ähnlich liegen die Dinge für die blasser gefärbten Kerne. Hier ist nach Achsenwinkel und Auslöschungsschiefe der Aegiringehalt etwa 40%. Der einwandfrei negative Charakter der Doppelbrechung und die gute Übereinstimmung der gemessenen und aus den Doppelbrechungen berechneten Werte von 2 V scheint mir dafür zu sprechen, daß die Aegiringehalte doch wohl hoch sind. Die Abweichungen der Brechungsindizes können vorläufig nicht erklärt werden.

Stilpnomelan.

Eine weitere wesentliche Komponente in diesen Gesteinen ist ein tiefbrauner Stilpnomelan. Er bildet schokoladebraune, wie gelackt oder samtig aussehende Streifen und Tapeten in den Osannitschiefern, tritt gelegentlich auch in kompakten Massen auf Zerrfugen auf. Sowohl im Handstück wie im Schliff ist er biotitähnlich und daher in früheren Arbeiten auch als Biotit gedeutet worden. Doch unterscheidet er sich bei genauerer Betrachtung 1. durch seine morphologische Entwicklung, denn er bildet sehr gerne Garben, deren einzelne Blätter spitz auskeilen (Abb. 1). 2. Durch das vollkommene Fehlen des für Biotit und alle Glimmer so charakteristi-

schen „Scintillierens" der Doppelbrechung. 3. Durch stärkere Gelbfärbung der Schwingung $\perp$ zur Basis und *orange*braune Tönung der Schwingung // Basis, die gelegentlich geradezu leuchtend orangerot erscheinen kann. Angesichts vieler anderer Parallelen im Gesteins- und Mineralbestand zwischen unseren Gesteinen und den von *H. P. Cornelius* bearbeiteten Gesteinen der Err-Juliergruppe scheint

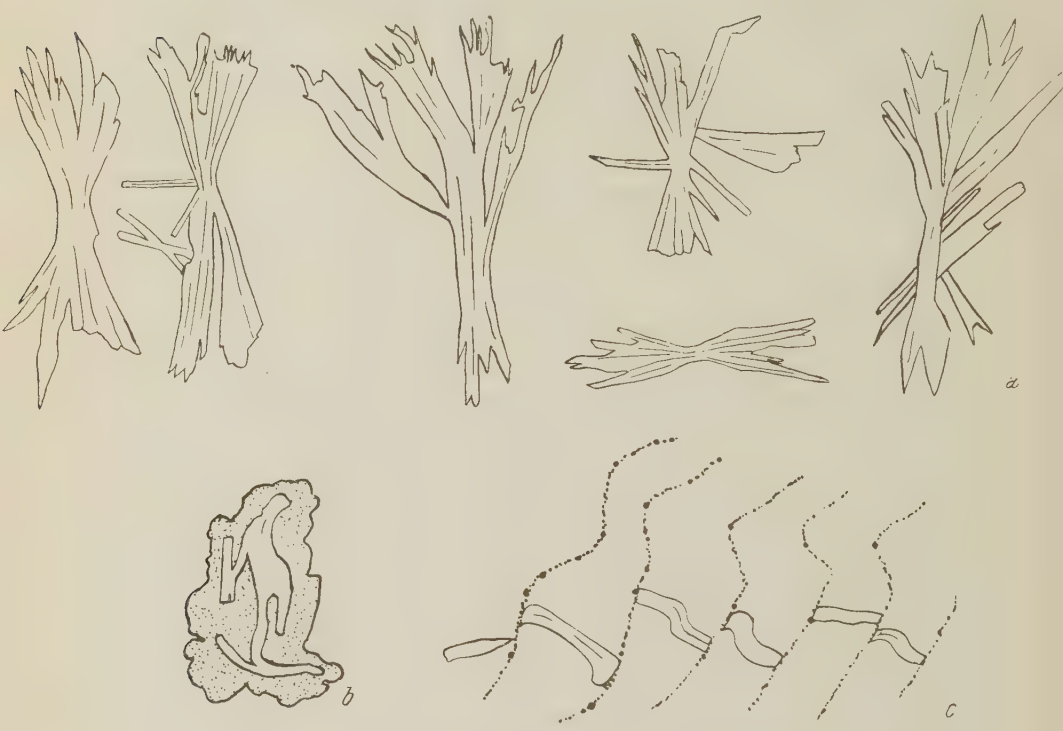


Abb. 1. Stilpnomelan. *a* Garben (Schl. 5), *b* Stilpnomelan von posttektonischem Pennin umhüllt. *c* Stilpnomelanlage // s_1 nach s' zerschert, das von Magnesit tapeziert ist.

es wahrscheinlich, daß auch der von *Cornelius* als auffallend empfundene sogenannte „goldbraune Biotit" (= Chrysobiotit) seiner Serie nichts anderes ist als ebenfalls ein Ferristilpnomelan, zumal er ebenfalls spitzauskeilende, zu Garben aggregierte Blätter bildet.

Mit der Immersionsmethode ergab sich in Gemisch α-Monobromnaphthalin und Paraffinöl und Bestimmung des Brechungsexponenten der Flüssigkeit mit Mikrofraktometer nach Dr. *Jelley*

$$n_\alpha = 1{\cdot}589 \pm 0{\cdot}003$$
$$n_\gamma - n_\beta = 1{\cdot}653 \pm 0{\cdot}003$$
$$\triangle = 0{\cdot}064$$
$$n_\alpha = 1{\cdot}595 \pm 0{\cdot}003$$
$$n_\gamma - n_\beta = 1{\cdot}658 \pm 0{\cdot}003$$
$$\triangle = 0{\cdot}065$$

Absorption: $\alpha \ll \beta = \gamma$

Spaltbarkeit nach der Basis.

Im konvergenten Licht erwies sich das Mineral stets als praktisch einachsig negativ.

Nur als seltene Ausnahmen begegneten uns in den Schliffen hie und da auch grünlich gefärbte „Ferrostilpnomelane". Mitunter wird der Stilpnomelan verdrängt durch Alkalipyroxene, worauf noch bei den Proxenen zurückgekommen wird, anderseits auch durch posttektonisch neugebildeten Pennin mit sehr schwacher Doppelbrechung und stark anomalen düsterbraunen Interferenzfarben. Doch macht sich anscheinend hie und da ein noch jüngeres Stadium der Stilpnomelanbildung dadurch geltend, daß diese Pennine wieder am Außenrand von einer kräftig doppelbrechenden Substanz eingefaßt werden, die in gelben bis gelbbraunen Tönen pleochroitisch ist und einen blätterig-faserigen Bau besitzt.

Unbekanntes tiefbraunes Mineral.

In allen Schliffen der Na-Amphibolgesteine fanden sich kleine Körner und Leisten eines tiefbraun gefärbten Minerals, das durch hohe Licht- und Doppelbrechung und sehr starke Absorption auffällt. Seine größten Korndurchmesser erreichen ausnahmsweise 0·02 mm, meist aber nur erheblich weniger. Der Pleochroismus zeigt α = goldgelb, hie und da mit einem Stich ins Grünliche, β = kräftig rotbraun bis nahezu opak, γ = dunkelkastanienbraun bis fast opak. Absorption $\alpha << \beta > \gamma$. Die tafeligen Schnitte (vgl. Abb. 2) zeigen deutlich idiomorphe Begrenzung. Die beobachteten Winkel weichen wenig von jenen einer hexagonalen Begrenzung ab. Stets ist aber ein Kantenpaar länger entwickelt als die übrigen und Spaltrisse sind nur nach einem Pinakoid angedeutet. Auf der Tafelebene tritt die optische Normale aus und demgemäß ergibt sich in diesen Schnitten auch die maximale Doppelbrechung. Die beiden optischen Symmetrieebenen halbieren fast, aber nicht genau die Kantenwinkel. Diese Grenzflächen können daher nicht (110) sein. Die Symbolisierung wurde daher wie in der Zeichnung dargestellt gewählt. Die AE deckt sich dann mit (010). α liegt mit 41 bis 43° Auslöschungsschiefe im spitzen Winkel β. Schnitte $\perp$ zur spitzen Bisektrix α zeigen $2E_\alpha = 50^0$. Eine Messung des Achsenwinkels auf dem U-Tisch gelang wegen der Kleinheit der Körner und der hohen Lichtbrechung nicht. Die Brechungsindizes liegen nach Prüfung mit der Immersionsmethode höher als 1·780. $\gamma - \alpha$ ergab sich zu 0·042, $\beta - \alpha = 0{\cdot}033$, $\gamma - \beta$ schwankend zwischen 0·007 und 0·012. Die Stärke der Doppel-

brechung *wächst mit der Intensität der Färbung* in den recht häufig zonar struierten Kristallen.

Gar nicht selten begegnen Verwachsungen mehrerer Körner, die zum Teil den Eindruck von Zwillingsverwachsungen machen. Am häufigsten sind dies nach der langen Kante der Stengel verwachsene

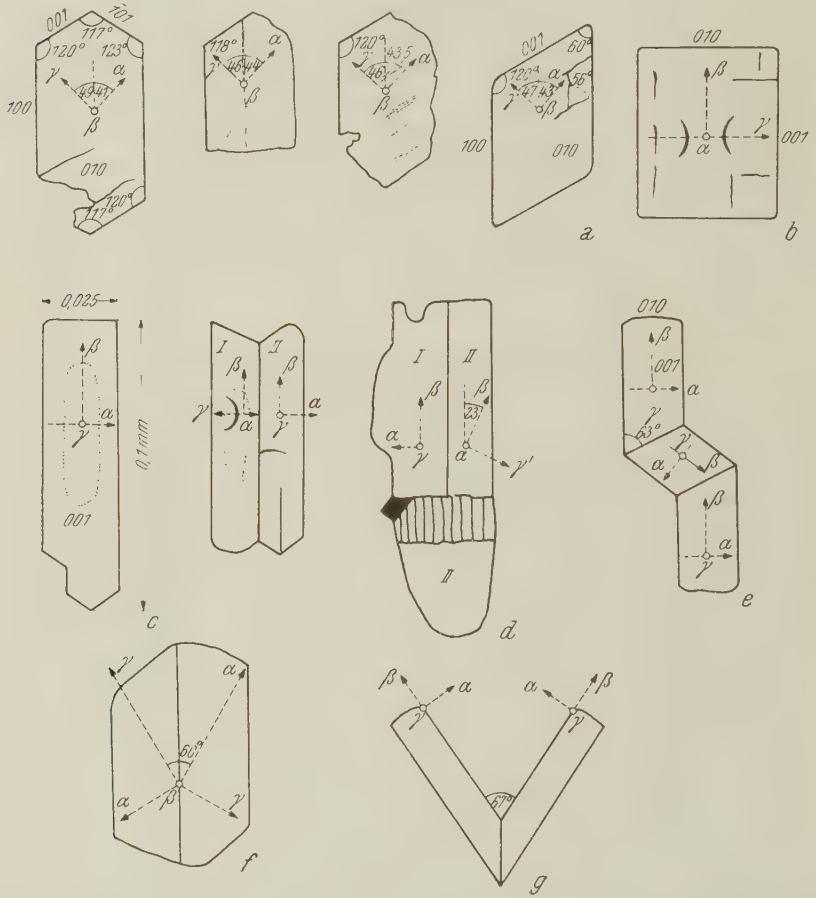


Abb. 2. »Unbekanntes braunes Mineral«: *a* Schnitte ⊥ AE mit den beobachteten Kristallflächen, Spaltrissen und Sanduhrbau, *b* Schnitt ⊥ α = spitze Bisektrix, *c* Schnitt ⊥ γ mit stärker gefärbtem und stärker doppelbrechendem Kern, *d*—*g* Schnitte durch ? Zwillinge.

„Zwillinge", deren Individuen α und γ gegeneinander vertauscht zeigen (Skizze 2 f.). In anderen ähnlich aussehenden Verwachsungen deckt sich aber auch die Lage von β in den Teilindividuen nicht mehr (2 d). Die Skizzen 2 e und g erinnern an die bekannten knie- und herzförmigen Zwillinge von Rutilen, decken sich aber

nicht mit deren Winkeln. Möglicherweise handelt es sich bei ihnen nur um mechanische Knickungen. Diese Kristalle sind erst bei der beginnenden Metamorphose entstanden, etwa gleichzeitig mit den Apatiten. Sie umschließen fein zerteilten Roteisenstaub und gelegentlich winzige Glimmerblättchen als ein mechanisch nicht durchbewegtes s_i, das diskordant am s_e abstoßen kann.

Es kann sich bei diesem „unbekannten Mineral" weder um Brookit noch um Pseudobrookit handeln. Mineralien der Aenigmatitgruppe kommen wegen der viel geringeren Doppelbrechung nicht in Frage, ebensowenig Staurolith wegen der niedrigeren Lichtbrechung und viel schwächeren Absorption. Die Morphologie läßt an ein Glied der Epidotgruppe denken, aber bei tiefgefärbten Orthiten verhält sich die Doppelbrechung umgekehrt proportional zur Tiefe der Färbung und auch die Winkel c : α und a : α weichen von unseren Beobachtungen ab. Eine gewisse Ähnlichkeit ist auch zum Sürsassit aus jurassischen Hornsteinen der Val d'Érr gegeben. Doch spricht die starke Absorption auch von γ in unserem Material gegen eine Identifizierung. *Cornelius* (L. 4) spricht allerdings in seiner Arbeit über die Err-Juliergruppe noch von einem „unbekannten Mineral" von tiefbrauner Farbe, das in seinen Eigenschaften dem unseren nahezustehen scheint, aber ebenfalls nicht identifiziert werden konnte. Er hält es für ein Titanmineral. Wir vermuten hohen Fe und Mn-Gehalt. Es findet sich räumlich häufig eng vergesellschaftet mit Titanit, ohne daß irgendwo Anzeichen für Reaktionsbeziehungen zwischen diesen beiden Phasen erschienen. Ebensowenig wurden Verdrängungen des unbekannten braunen Minerals durch andere Mineralien beobachtet. Zerreißfugen sind meist mit faserig-blättrigen Aggregaten von Chlorit oder Stilpnomelan ausgeheilt.

Albit.

In den ehemals glimmerreichen Lagen des Gesteins bilden Albite rundliche oder in s etwas gelängte Holoblasten von 0·05 bis 0·15 mm ø. Es handelt sich um fast reine Albite ohne Zonarbau und meist ohne Verzwillingung. In den b-c-Schnitten des Gesteins ist häufig eine gute γ'-Regelung der Albite erkennbar. Als Interngefüge umschließen sie neben feinzerteiltem Eisenoxyd bereits kleine Magnetitoktaeder, die aber noch nicht die Größe wie im Externgewebe erreichen. Mitunter ist der bestäubte Kern der Albite noch von einem klaren einschlußfreien Außenrand umhüllt. Das Intern-s liegt häufig diskordant zum Extern-s, seine Deformation ist wesentlich geringer. In manchen Schliffen der Na-Amphibolgesteine besteht das ganze Grundgewebe ausschließlich aus Albit

von sehr geringer Korngröße. Doch sind in anderen wechselnde Mengen von Quarz neben Albit vorhanden. Fugen nach a—c des Gesteins sind an den Grenzflächen vorwaltend mit langen Albitstengeln besetzt, während der zentrale Teil des Gängchens überwiegend aus Quarz besteht. Die Albitstengel sind nicht kristallographisch orientiert. Nicht selten sind sie noch von jüngeren Bewegungen erfaßt und zeigen Zwillingslamellen sowie Kataklase.

Apatit.

Apatit ist in allen untersuchten Schliffen der Na-Amphibolgesteine vertreten. Seine sehr gedrungenen Körner zeigen // der c-Achse eine Durchstäubung mit Roteisen und feinsten Nädelchen einer sehr hoch licht- und doppelbrechenden Substanz, die wohl als Rutil angesprochen werden darf. Diese Nädelchen sind // c im Apatit eingewachsen. Mitunter tritt an Stelle dieses pigmentierten Kerns eine zentrale Hohlachse im Apatit auf, so daß in Schnitten $\perp$ c der Apatit ringförmig ein hexagonal begrenztes Negativ umgibt. In mehreren Schliffen begegneten kompakte Lagen und Schmitzen von Apatit von sehr kleinem Korn, fast ohne erkennbare Doppelbrechung. Da auch in den Phylliten die Apatite gleichen Habitus und gleiche zentrale Durchstäubung mit Roteisenpigment zeigen, liegt es nahe, daß solche Apatitschmitzen sich von ehemals sedimentären Phosphoritknollen herleiten. Ist dies richtig, so bildet es einen Hinweis dafür, daß auch die stärker metamorphen und aegirinführenden Na-Amphibolschiefer des Gebietes zwischen Reckner und Geierspitze sich großenteils von sedimentogenem Material ableiten.

Weitere Nebengemengteile.

In keinem der Schliffe konnte Biotit, Granat, Zoisit oder Epidot nachgewiesen werden. Dagegen sind Serizit, Chlorit, Titanit und Magnetit reichlich vorhanden. Turmalinsäulchen fanden sich nur sehr sporadisch. Sie sind stets von der Tektonik erfaßt, mit c in s eingeschlichtet, häufig in Teilstücke zerbrochen und auseinander bewegt. Von Belang ist vielleicht, daß in einem der Schliffe aus dem Gebiet an der Schoberspitze braun durchscheinende Chromeisenerzkörner vorkommen, die in eine Hülle von grasgrünem Fuchsit eingebettet liegen. Dies sowie der beträchtliche Titangehalt macht eine Mitbeteiligung von basischem Eruptivmaterial an der Substanz der Amphibolschiefer nicht unwahrscheinlich. Hervorzuheben ist schließlich noch die reichliche Beteiligung großer Pyritwürfel mit und ohne Streckungshöfe am Aufbau der Gesteine.

Die quantitative Mineralzusammensetzung.

Um eine Vorstellung zu übermitteln über die Mengenverhältnisse der beteiligten Mineralphasen und ihrer starken Wechsel, folgen hier einige Volumprozentangaben nach Vermessung mit dem Integrationstisch:

	Osannit	Quarz + Albit	Stilpnit	Serizit	Titanit	Apatit	Unbek. Min.	Magnetit
	in Prozenten							
1a	3·5	84·7	—	11·5	0·14	0·15	0·01	—
1b	37·8	54·2	—	4·6	3·1	0·26	0·01	—
2	34·2	61·0	1·7	—	2·4	0·02	0·01	0·7
3	17·1	41·3	39·0	—	2·5	0·1	Sp	—
4	45·4	48·1	—	1·3	0·5	0·1	Sp	4·8
5a	56·2	43·0	—	—	0·7	0·1	Sp	—
5b	81·7	17·2	—	Aegirin:	1·1	Sp	Sp	Sp
6	44·6	37·1	—	14·3	3·9	0·1	0·01	Sp
7	8·4	59·1	—	30·4	1·75	0·15	0·2	Sp

1. Schliff 22, rhythmisch gebänderter Osannitschiefer.
   a = helle Lage mit einzelnen Osannitgarben.
   b = dunkle Lage.
2. Osannitschiefer bei der Schoberspitze, mit Stilpnomelanführung. Schliff 19.
3. Osannitschiefer mit viel Stilpnomelan, ebenda, Schliff 11.
4. Osannitschiefer mit reichlichem Erzgehalt, ebenda, Schliff 18 ∥.
5. Osannitschiefer mit zentimeterlangen, etwas helleren Flecken in dunkler Grundmasse. a) hellere Flecken, b) Zwischenmasse.
6. Osannitschiefer, aegirinführend, Geierspitze, Schliff 20 III.
7. Osannit-Aegirinschiefer, Geierspitze, Schliff 20 ⊥.

Eine Trennung von Quarz und Albit erwies sich auf dem Integrationstisch wegen der außerordentlich feinen Durchwachsungen nicht als durchführbar. Die Serie enthält also Glieder mit sehr schwankendem Verhältnis der hellen und dunklen Gemengteile.

Die Rolle der Gemengteile im Gefüge.

Die Osannite bilden dort, wo sie nicht mehr mechanisch überarbeitet worden sind, Porphyroblastengarben, deren größter Durchmesser in s liegt. Lag der zentrale Keim der Garbe mit seiner c-Achse schräg zu s, so biegen im allgemeinen die c-Achsen der einzelnen Garbenstengel im Laufe des Wachstums durch konsequente Verkrümmung in s ein. Die in s liegenden Kristallstengel

sind dann länger und kräftiger entwickelt als die schräg oder quer zu s stehenden. (Siehe Abb. 3 a.) Die Erscheinung ist weder durch das *Rieckes*che Prinzip noch durch eine mechanische Umschleifung erklärbar. Benützt man das *Sanders*che Prinzip einer Wachstumsregelung durch vektoriell verschiedene Wegsamkeit des Gefüges, so erscheint merkwürdig, daß auch radiale Fächer von Amphibolstengeln auftreten ohne erkennbares Einlenken in s (Abb. 3 b).

Abb. 3. Einseitige Osannitgarben in sedimentogenen Na-Amphibolschiefern der Tarntaler Gruppe, in b-c-Schnitten des Gesteins; *a* mit Einschwenken der Amphibol-c-Achsen in s, *b* mit Fächerbau der c-Achsen unabhängig von s, *c* mit Flucht der Amphibol-c-Achsen von s.

oder sogar mit entgegengesetzter Tendenz (Abb. 3 c). Um alle diese Erscheinungen in gleicher Weise zu deuten, müßten wir annehmen, daß hier die Diffusionsmöglichkeit quer zu s größer war als in s, was recht unwahrscheinlich erscheint. In manchen Fällen, so in Abb. 4 a, könnte man die Flucht der Amphibol-c-Achsen von s_1 durch ein Einschwenken in s_2 erklären. Aber allgemein zulässig ist dies nicht, denn die Verkrümmungen schließen unter Umständen Winkel bis nahe an 180° ein (Abb. 4 b und c) und kümmern sich hier keineswegs um die Lage der jüngeren s-Fläche. Abb. 5 zeigt

das Verhalten der Garben in s. Die längsten Achsen der Garben liegen hier beliebig. Auch die Lage von (100) und (010) zu s ist nicht einheitlich festgelegt. Sie wechselt selbst in der einzelnen Garbe, doch scheint die breite Tafelfläche (100) statistisch doch etwas bevorzugt in s zu liegen. Bemerkenswert sind vor allem die scharfen „Einschnürungen" der Garben nahe dem Zentrum, die nicht nur in der Fläche, sondern ebenso im Raum vorliegen. Sie bedingen z. B. die Unterbrechungen der Garben im rechten unteren Teil der Zeichnung. Mit anderen Worten: Aus dem zentralen Keim entwickelt sich die Garbe unter starker Verkrümmung der Teilstengel nicht nur quer zu s, sondern ebenso auch in s. Doch späterhin wurden die Stengel in s nicht mehr weiter verkrümmt, sondern entwickelten sich divergentstrahlig, geradlinig weiter.

Das Prinzip der „Wegsamkeit" scheint mir hier nur eine Erklärung dafür zu bieten, daß im allgemeinen die Garbenstengel // s stärker entwickelt sind. Es gibt aber keine zureichende Erklärung dafür, daß Garben an Stelle von Einzelkristallen entstehen und daß sich die einzelnen Kristallstengel gesetzmäßig krümmen.

Abb. 4. Doppelseitige Osannitgarben. *a* Amphibolstengel schwenken aus s_1 in s' des Gesteins ein gefälteltes s_1 wird intern übernommen (Schl. 21), *b* komplizierte Garbe mit atektonisch gekrümmten Stengeln, *c* Garbe mit weitgehender Krümmung der c-Achsen die zum Teil den Richtungssinn wechselt

Folgendes scheint mir erwägenswert: Ein Kristall mit 1-dimensionalem Wachstumsmaximum (Abb. 6) muß in einem Medium mit beschränkter Diffundierbarkeit ein Feld um sich herum erzeugen, dessen Flächen gleicher Lösungskonzentration sich keulenförmig um die Stengelenden des Kristalls herumziehen. Damit entsteht um die Kristallenden eine Konvergenz des Konzentrationsgefälles, auf die der Kristall mit einem konsequenten, divergenten Fehlbau ant-

wortet. Dies um so leichter, da die Prismenkanten der Amphibole beim Wachstum erheblich „vorauseilen", wie dies tiefe, napfförmige Eindellungen an den Nadelenden an Stelle der Endflächen deutlich beweisen.

Im Gegensatz zu den Wachstumsregelungen der Kristallpallisaden in Gangklüften gehen die Garbenbildungen von einem einheitlichen Keim aus und entwickeln im Laufe des Wachstums eine Fülle von Teilindividuen mit wachsender Divergenz. Die Ähnlich-

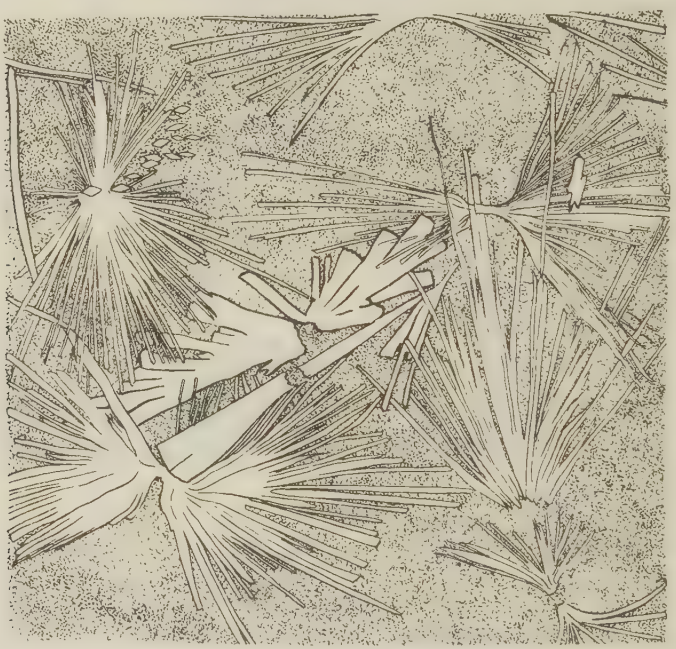


Abb. 5. Osannitgarben in s (Schl. 20 III) mit starker räumlicher Krümmung der c-Achsen in der Nähe des Keimpunktes.

keit mit einem Baume, der aus einem einheitlichen Schaft eine divergierende Krone entwickelt, drängt sich auf. Beim Baum ist es der Zwang zur Erfassung einer möglichst großen Lichtmenge, der das Gefüge regelt. Bei der Garbe dagegen der Bau des Konzentrationsfeldes.

Auch mit dieser Arbeitshypothese bleiben die Garbenbildungen, die hier vorliegen, höchst auffällig. Die riesige Oberfläche, die die Amphibole entwickeln, steht in einem scharfen Gegensatz zu den Zuständen, denen wir gewöhnlich in kristallinen Schiefern mit stabilem Gefüge begegnen.

In welchem Zeitpunkt setzte die Garbenbildung der Amphibole ein? Als Internrelikte begegnen uns in ihnen Körner von Titanit, Körner der „unbekannten braunen Substanz", Roteisenpigment mit deutlich gesteigerter Korngröße gegenüber dem Interngefüge der Apatite, daneben Magnetitkörnchen, dagegen fehlen Quarz, Albit, Glimmer, Chlorite und Stilpnomelan stets vollständig. Abb. 4 a zeigt, daß hier die Fältelung von s_1 älter ist als die Blastese der Osannitgarben. Ebenso tut dies Abb. 7, wo Osannite die s'-Flächen des gefältelten Stilpnomelangefüges auskleiden. Die Blastese der Osannite folgte hier also erst nach einer tektonischen Phase. Abb. 8 zeigt in einem a-c-Schnitt (Schliff 15), daß Osannite auf b-c-Fugen in das Gestein eindringen und von diesen Fugen aus in s_1 einwandern. Dieses Gestein ist postosannitisch nicht mehr differentiell durchbewegt worden. Aber in anderen Proben fehlen postosannitische Deformationen keineswegs. Die Abb. 9 und 10 zeigen tektonische Knikkungen, Zerreißungen, Verbiegungen, und Umschleifungen von Garbenstengeln der Amphibole, aus denen sich schließlich ausgesprochene Gleitflatschen entwickeln, die im a-c-Schnitt noch gefältelt erscheinen. In solchen durchbewegten Aggregaten sind die c-Achsen der Amphibole in B des Gesteins vorwaltend eingeregelt. Die Kristallisation der Na-Amphibole begann also erst nach dem Einsetzen alpiner Verformungen, aber vor deren Abschluß, reichte aber noch über ihren Abschluß hinaus.

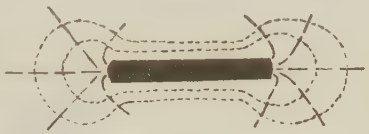


Abb. 6. Schematische Darstellung von Flächen gleicher Lösungskonzentration und konvergierenden Linien des Konzentrationsgefälles bei einem 1-dimensionalen Kristall.

Abb. 7. Gefaltetes Stilpnomelangefüge, überschnitten von tektonisch durchbewegten Osannitsträhnen auf s'-Flächen (Schl. 11).

Nirgends haben sich Relikte „älterer" grüner oder brauner Hornblenden gefunden. Ebenso fehlen sichere Palimpseste eruptiver Gefüge. Als einziges könnten hier die in der Tabelle der Volumprozente unter Nr. 3 erwähnten „helleren Flecken" genannt werden, die vielleicht als Pseudomorphosen nach Feldspateinspreng-

lingen gedeutet werden könnten, wie solche in Glaukophanschiefern vielfach bekannt geworden sind. Aber es fehlen erkennbare Kristallumrisse. Die Flecken könnten sich auch von zerscherten hellen Lagen des Schichtbaues ableiten. Es scheint kein grundsätzlicher Unterschied zwischen jenen Gesteinen vorhanden zu sein, die nur vereinzelte Osannitgarben führen, und den osannitreichen Lagen. Beide Ausbildungen sind durch Übergänge und Wechsellagerung verbunden.

Abb. 8. Einwanderung von Osannit im a-c-Schnitt des Gesteins entlang von b-c-Fugen, entsprechend s' (Schl. 12).

Wenden wir uns nun der Rolle der *Natronpyroxene* zu: Bei ihnen besteht eine erste Generation aus klaren grobstengelig-tafeligen Kristallen, die zwischen den mit Osannit tapezierten Gleitflächen liegen. Dieser Pyroxen I zeigt häufig Zonarbau und Sanduhrstruktur. Er umschließt niemals Osannit, bildet dagegen selbst häufig den Ansatzpunkt für in s liegende lange Osannitbüschel. Er muß also älter als der Osannit sein. (Siehe Abb. 11.)

Nicht ganz scharf zu scheiden von Pyroxen I erscheinen im Gefüge gelegentlich plumpe Garben von Aegirin, deren Wachstum bis in die Phase der Albit- und Osannitblastese gedauert haben muß. Ich bezeichne sie hier als Pyroxen I b. Abb. 12 a und b geben eine Vorstellung ihrer Beziehungen zu Osannit und Albit.

Noch jünger ist der Pyroxen II. Er bildet im allgemeinen allotriomorph begrenzte Flecken im Gefüge, ist reichlich von Albitknospen durchschossen, umhüllt ganze Büschel von Osannit und zeigt außerdem eine zarte Bestäubung, die ein älteres, meta-

somatisch verdrängtes, kleinblättrig-schuppiges Gefüge abbildet. Pyroxen II umhüllt Kerne von Pyroxen I, verdrängt gelegentlich auch Osannit (siehe Abb. 13 a, links oben), aber im übrigen ist das kleinblättrige Interngefüge im Pyroxen II auf verdrängten Stilpnomelan zurückzuführen (vgl. Abb. 13 b und 14 a, b'). Niemals wird dieser Pyroxen II von osannitischen Gleitfasern umfaßt oder von Osannitgarben als Aufwachsgrund benutzt. Der Pyroxen II ist also jünger als der Osannit, wird selbst nicht mehr von der Tektonik

Abb. 9.

Abb. 10.

Abb. 9 u. 10. Tektonisch beanspruchte Osannitaggregate.

erfaßt und verdrängt ein bereits tektonisch geformtes und rekristallisiertes Gefüge.

Die Osannit-Albit- und Pyroxen-I b-Kristallisation schiebt sich also zwischen die vor- oder sehr frühtektonischen Pyroxene I und die posttektonischen Pyroxene II ein. Es besteht mit Sicherheit keine einfache Reaktionsbeziehung und Altersfolge Pyroxen-Amphibol oder umgekehrt. Beide Mineralien müssen lange Zeit nebeneinander in den Gesteinen existiert haben.

Zu erwähnen ist schließlich noch, daß ähnlich wie die Na-Amphibole auch die Pyroxene mitunter als Kluftfüllungen in den Gesteinen auftreten [in (hk0)-Fugen]. Diese Pyroxene scheinen sich

von den Pyroxenen I und II dadurch zu unterscheiden, daß in ihnen α nur gelbgrün, β und γ rein gelb erscheinen. Diese Kristalle werden von der Verwitterung stärker angegriffen unter Brauneisenausscheidung als die grünen Pyroxene des Gesteinsgewebes. Sie scheinen deutlich Na-ärmer zu sein als diese.

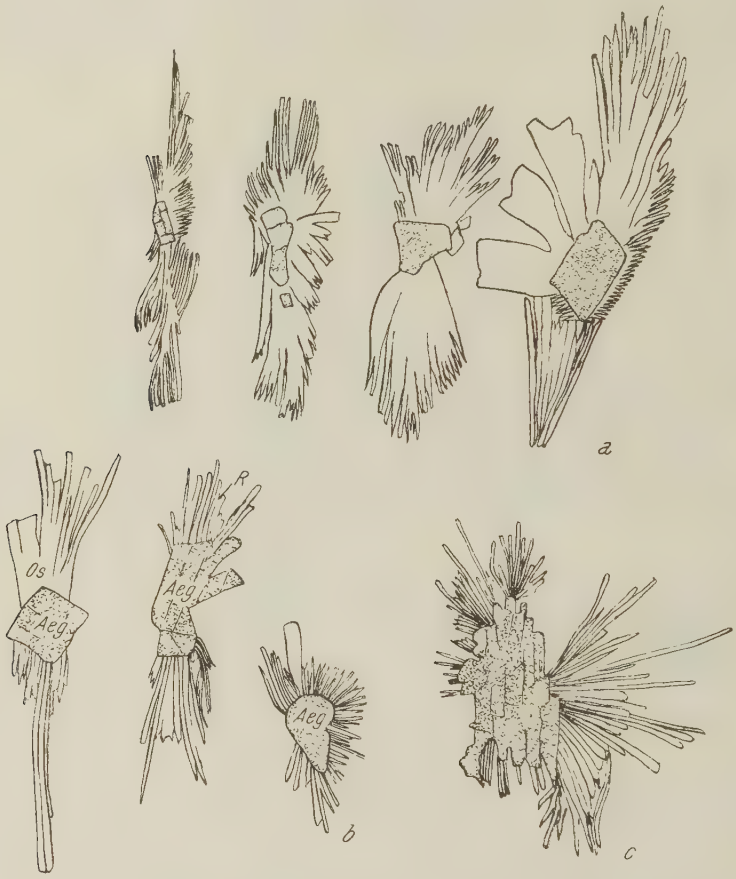


Abb. 11. Grüner Pyroxen I als Kern und Ansatzpunkt für Osannitgarben.

Auch bei den *Stilpnomelanen* ist eine ähnliche verschiedene Altersstellung festzustellen wie bei den Amphibolen und Pyroxenen. Wir haben in Abb. 7 bereits gesehen, daß gefaltete Stilpnomelane von einer Scherflächenschar mit Osannitbelegung überschnitten werden. Es begegnet in der Tat recht häufig, daß Stilpnomelanblätter in s_1 in dieser Weise deformiert sind. Diese erste Deforma-

tion lag noch vor der Umwandlung des Eisenoxyds in Magnetit, die sich erst auf den Schieferungsflächen abspielte. Anderseits finden sich in unseren Gesteinen nicht selten auch große Porphyroblastengarben von Stilpnomelan ohne deutliche Beziehungen zur tektonischen Prägung und sehr häufig füllt Stilpnomelan die a-c-Klüfte der Na-Amphibolschiefer und verdrängt auf eine gewisse Reichweite von diesen Klüften aus die Osannite. Es gibt also sicher auch eine postosannitische Generation von Stilpnomelan. Anderseits haben wir oben gesehen, daß der Pyroxen II sich seinen Raum ganz wesentlich unter Verdrängung von Stilpnomelan verschafft hat. Die Gleichgewichte zwischen diesen drei eisenreichen Silikaten müssen demnach hier mehrfach hin und her verschoben worden sein.

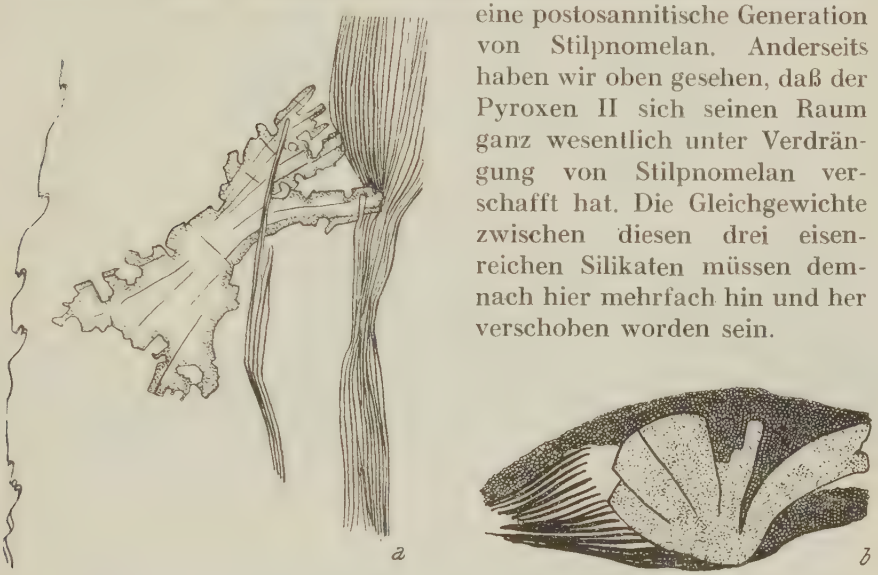


Abb. 12. *a* Garbe von Pyroxen Ib in Quarz+Albit-Grundgewebe beeinflußt die Ausbildung der umhüllenden Osannitflaser, wird anderseits von Osannit durchspießt und verwächst randlich mit Albit. *b* Pyroxengarbe Ib umhüllt von Apatit, Osannit und Albit.

Zur Entstehung der Natronamphibol- und Natronpyroxengesteine des Tarntaler Gebietes.

Aus den im vorhergehenden geschilderten Beobachtungen ergibt sich:

1. Das Ausgangsmaterial dieser Gesteine war mit Sicherheit zum großen Teil eine kieselig-tonige Schichtfolge posttriadischen Alters. Der nachgewiesene beträchtliche Gehalt an Titanmineralien sowie das sporadische Vorkommen von Chromerz macht wahrscheinlich, daß den Sedimenten entweder eine tuffige Komponente beigemengt war oder daß bei den alpinen Bewegungen Eruptivmaterial der angrenzenden Ophiolithe mechanisch beigemengt wurde.

2. Die Natronamphibole sind erst während der alpinen Metamorphose entstanden.

3. Die Pyroxene I sind die ältesten Bildungen, die den Beginn der Natronisierung dieser Gesteine anzeigen. Es ist noch nicht festgestellt, ob es sich bei den blaßgefärbten Kernen dieser Pyroxene um ehemalige Titanaugite eruptiver Herkunft handelt mit zunehmender Aegirinisierung in den grünen Außenrändern oder um Hedenbergite kontaktmetamorpher Entstehung, die in gleicher Weise der Aegirinisierung unterlagen. Je nachdem haben wir entweder mit einer beträchtlichen Beimischung eruptiven Materials

Abb. 18. *a* Pyroxen II mit garbigem Internreliktgefüge, links oben auch Osannit verdrängend, *b* mit klarem Kern von Pyroxen I. Im Pyroxen II umschlossene Osannitnadeln sowie Relikte von Stilpnomelan (III), dessen Fächer rechts unten auch die Außengrenze des Pyroxens II bilden.

zu rechnen oder es handelt sich ursprünglich um echte kontaktmetamorphe Bildungen.

4. Die Natronisierung dieser Gesteine dauerte während der alpinen Metamorphose an. Dabei zeigt die Einwanderung von Osannit in das Fugennetz und die s-Flächen der Schiefer, daß nicht nur Natron wanderte, sondern Natrium-Ferrisilikate, die andere Stoffbestände zu verdrängen vermochten. Unter dem Einfluß etwas höherer Temperatur kam es im Südteil des Gebietes (zwischen Geierspitze und Reckner) nach Abschluß der alpinen Deformationen zu einer neuen Aegirinbildung auf Kosten von Stilpnomelan und teilweise auch des Osannits.

5. Die starke Vermehrung und die weitere Ausbreitung der Na-Amphibole im Laufe der alpinen Metamorphose spricht dafür, daß diese Gesteine im wesentlichen als Reaktionsbildungen zwischen den Na-reichen Lösungen der Tauernkristallisation und den basi-

schen Stoffbeständen der Ophiolite aufzufassen sind. Ob und wie weit eine voralpine Na-Konzentration in der Grenzregion durch Abspaltung Na-reicher Teilschmelzen oder Lösungen aus den Ophioliten eine Rolle spielt, wie dies in manchen analogen Fällen behauptet wird, kann aus dem vorliegenden Material nicht mit Sicherheit entschieden werden.

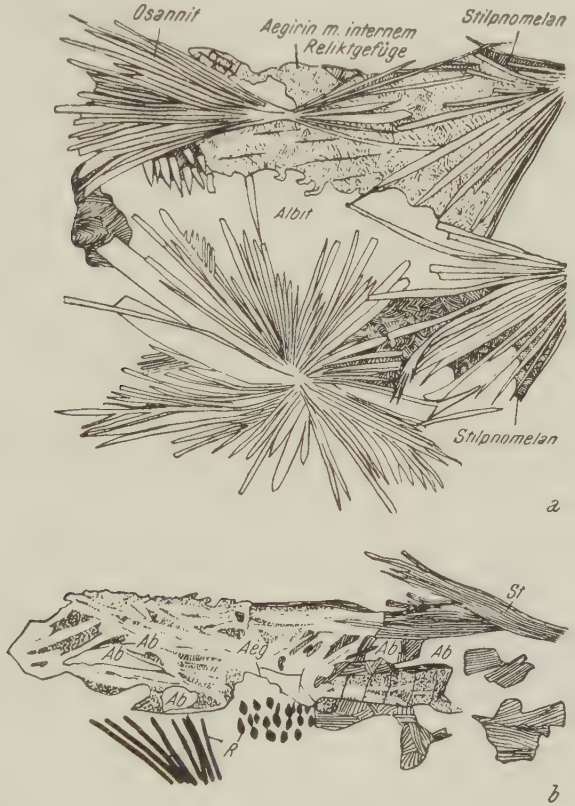


Abb. 14. *a* Pyroxen II im oberen Teil als Füllung der Interstitien von Osannitgarben, mit kleinblättrigem Reliktgefüge, während rechts unten noch Stilpnomelan in gleicher Lage erscheint. (Schl. 20 II), *b* Pyroxen II mit Albiteinschlüssen und Abbildung des verdrängten Stilpnomelangefüges, von dem er auch noch Relikte umschließt und das intakt nach rechts fortsetzt.

6. Die besondere Ausbildung des Mineralbestandes ist auf die relative Armut des „Empfängers" der Na-Lösungen an Al zurückzuführen. Diese bedingte, daß der Zustrom nicht nur zur Albitbildung verbraucht werden konnte unter Aufzehrung von Glimmer und freiem Quarz, sondern nach Aufbrauch des Al zur Entstehung von Natron-Eisensilikaten führen mußte. Wo Glimmer neben Na-Amphibolen und -Pyroxenen vorhanden ist, muß dies als ein Un-

gleichgewicht aufgefaßt werden. Quarz kann dagegen sehr wohl auch stabil neben diesen Alkalimetasilikaten bestehen, wenn kein Al mehr zur Albitbildung zur Verfügung steht.

7. Die große Ähnlichkeit des Mineralbestandes dieser Natronamphibolgesteine mit den osannitführenden Alkalisyeniten Portugals und Korsikas, die zuletzt von *Burri* (L. 5) bearbeitet wurden, betrachten wir als eine Konvergenzerscheinung metamorpher zu eruptiver Fazies, für die die Wirkung natronreicher, alkalisch reagierender Lösungen gemeinsam ist.

8. Die Eingliederung unserer Gesteine in die Faziesklassifikation der Metamorphite kann nur in der „Grünschieferfazies" erfolgen. Dabei ist hervorzuheben, daß nicht nur die für höhere Temperaturen in solchen Gesteinen charakteristischen Granate, Lawsonit, Pumpellyit vollständig fehlen, sondern auch Zoisite und Epidote. Ca ist ausschließlich als Karbonat in dieser Serie vorhanden. Epidot war hier nicht stabil, sondern ist durch $CaCO_3 + SiO_2$ ersetzt, wie dies in gleicher Weise auch für die begleitenden „Kalkphyllite" gilt. Wir könnten in diesem Sinne die Osannit- (Aegirin-) Schiefer in eine „Kalkphyllit-Subfazies" der Grünschiefer eingliedern.

9. Die Garbenbildung der Amphibole wird durch krummschalige Konzentrationsgefälle an den Kristallenden influenziert.

Literatur.

Aus Raumgründen kann hier nur ein enger Ausschnitt aus der einschlägigen Literatur gebracht werden.

1. *Burri, C.,* und *P. Niggli,* Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. 1. Die Ophiolithe. Vulkaninst. Friedländer T. H. Zürich 1945. — 2. *Burri, C.,* und *P. Niggli,* Z. Petr. der Natronsyenite von Alter Pedroso (Prov. Alemtejo, Portugal) und ihrer basischen Differentiate. Schweiz. M. P. M. *8,* 1928, 374—437. — 3. *Cornelius, H. P.,* Geol.-petr. Untersuchungen in den Bergen zw. Septimer- und Julierpaß. N. Jb. Min. B! B. *35, 1913* (Riebeckitgarbenschiefer in der Malojaserie der Rhätischen Decke als exogene Kontaktwirkung von Ophiolithen an Phylliten gedeutet). — 4. *Cornelius, H. P.,* Geologie der Err-Julier-Gruppe. Teil I: Das Baumaterial. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz N. F. 70, 1935. — 5. *Cornelius, H. P.,* Bemerkungen z. Geologie der Riebeckitgneise in der Grauwackenzone d. Semmeringgebietes. Tschermaks M. P. M., 3. Folge *2, 1950.* (Hebt hervor, daß die Riebeckitschiefer der Maloja-Serie hochorogen geprägt sind, die Na-Zufuhr ins Gestein aber möglicherweise bereits präorogen erfolgte.) — 6. *Doht, R.,* und *C. Hlawatsch,* Über einen aegirinähnlichen Pyroxen und den Krokydolith von Mooseck bei Golling, Salzburg. Verh. geol. R. A. Wien 1913. — 7. *Grubenmann, U.,* Über einige schweizerische Glaukophangesteine. Festschrift Rosenbusch 1906. — 8. *Hartmann, E.,* Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern. Teil I: Stratigraphie und Petrographie. Teil II: Tektonik (m. geol. Karte 1 : 25.000). Jb. geol. R. A. Wien *63,* 1913. — 9. *Hlawatsch, C.,* Über den Amphibol von Cevedaes (Portugal). Festschr. Rosenbusch 1906. (Aufstellung des „Osamits"). — 10. *Howling.* Asbestos. Imp. Inst. Min. Res. Dept. London 1937 (behandelt die blauen Krokydo-

lithe Südafrikas als Ergebnis einer Imprägnationsmetasomatose am Kontakt der Ultrabasite des Great Dyke). — 11. *Hugi, E.*, Über ein neues schweizerisches Vorkommen von Alkalihornblende. Schweiz. M. P. M. 7, 1927. (Kontaktpneumatolytische Bildung?) — 12. *Keyserling, H. v.*, Der Gloggnitzer Forellenstein, ein feinkörniger Ortho-Riebeckitgneis. Tschermaks M. P. M. 22, 1903. — 13. *Koark, H. J.*, Die Serpentinite des Ochsners (Zillertal) und des Reckners (Tarntal) als Beispiele polymetamorpher Fazies verschiedener geologischer Stellung. N. Jb. Min. Abh. *81*, 1950. — 14. *Murgoci, G.*, Sur les propriétés des amphiboles bleues. C. R. Ac. Sci. Paris, T *175*, 1922. — 15. *Netelbeek, T. A. F.*, Géologie et pétrologie de la region entre Vezzani et Lugo di Naza (Corse). Diss., Amsterdam 1951. — 16. *Pelikan, A.*, Glaukophan aus dem Riesengebirge. Lotos, Prag *76*, 1928. — 17. *Pilger, A.*, Der alpine Deckenbau Korsikas und seine Granitintrusionen. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. III, *19*, 1939. — 18. *Pilger, A.*, Die Stellung der dinarischen Schiefer-Hornsteinformation. Cbl. Min., Abt. B 1939 (mit Betrachtung der zeitlichen und faziellen Verknüpfungen zwischen Sedimenten und Ophiolithförderung). — 19. *Roever, W. P. de*, Prelim. notes on glaucophane bearing an other crystalline schists from S. E. Celebes and on the origin of glaucophane bearing rocks. Proc. Kon. Ac. Wet. Amsterdam *53*, Nr. 9, 1950 (Glaukophanschiefer begleiten SW-Rand eines großen Peridotitmassivs. Die Glaukophanbildung soll — mindestens teilweise — vortektonisch sein). — 20. *Sander, B.*, Geol. Studien am W-Ende der Hohen Tauern. Denkschr. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. *82*, 1911. — 21. *Sander, B.*, Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jb. geol. R. A. Wien *62*, 1912. — 22. *Sander, B.*, Geol. Studien am W-Ende der Hohen Tauern, II. Jb. geol. Staatsanst. Wien *70*, 1920. — 23. *Sander, B.*, Über Flächen- und Achsengefüge am W-Ende der Hohen Tauern, III. Mitt. Reichsamt Bodenf., Zweigstelle Wien *4*, 1942. — 24. *Sander, B.*, Z. Petrographie der nachtriadischen Tarntaler Breccie. Ber. Reichsst. Bodenforschung Wien 1941. — 25. *Schürmann, H. M. E.*, Beiträge z. Glaukophanfrage. N. Jb. Min. Mon. H. *3*, 1951. — 26. *Suzuki, J.*, On some soda-pyroxene and amphibole bearing quartz-schists from Hokkaido. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., Ser. 4, *2*, 1934. — 27. *Suzuki, J.*, Aegirine-augite bearing Riebeckite-Quartz-schists from Lameni-Kotau and from other localities in Hokkaido, Japan. Proc. Ac. Sci. Hokkaido, Ser. 3, *9*, 1933. — 28. *Suzuki, J.*, A note on soda-amphiboles in crystalline schists from Hokkaido. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., Ser. 4, *4*, 1939. — 29. *Zemann, J.*, Z. K. der Riebeckitgneise d. Ostendes d. nordalpinen Grauwackenzone. Tschermaks M. P. M. Wien 1950, 3. F., *2*.

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Wien.

Ein sehr frischer Nephelinsyenitporphyr (Tinguait) von der Rollepaßstraße bei Predazzo.

Von

H. Leitmeier und **W. Zwicker.**

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingelangt am 14. Juli 1953.)

Daß nur ein Teil der bekannten Liebeneritporphyre im Raume von Predazzo, deren Verteilung die Karten von *Penck (7)* und *Vardabosso* (12) geben, durch allmähliche, in vielen Zwischenstadien gut verfolgbare und gleichgerichtete Art der Umwandlung aus Nephelinsyenitporphyren, die man auch als Nephelintinguaitporphyre, meist kurz als Tinguait bezeichnete, entstanden sind, hat der eine von uns (5) durch petrographische Beschreibung derartiger Gesteine und Zwischenstufen festgestellt. *Rombergs* irrige Ansicht, daß alle Liebeneritporphyre aus solchen tinguaitisch gefügten Nephelinsyenitgesteinen entstanden seien, kam dadurch zustande, daß er den zahlreichen Zwischenstadien an den verschiedenen Stellen zu wenig Beachtung geschenkt hat. Ein Teil dieser Liebeneritporphyre ist nachweisbar und durch Zwischenstadien belegbar aus Nephelinsyenit-Gesteinen entstanden, wie sie *Romberg* (9), *Ippen* (2), *Osann* und *Hlawatsch* (6), *Hlawatsch* (1) und der eine von uns (5) aus dem Val delle Scandole und besonders Val Coccoletti am Mte. Mulatto beschrieben und zum Teil auch analysiert haben. In den weniger, zum Teil aber auch stärker in der Richtung auf Liebeneritporphyr umgewandelten Gesteinen konnte die starke Gitterung des Nephelins durch Spaltrisse noch erkannt werden (5, S. 224).

Die meist nur wenig mächtigen Gänge solcher Gesteine treten nirgends im engeren und weiteren Raum von Predazzo in solcher Menge auf, wie am Süd-Südost-Hang des Mte. Mulatto im Travignolotale oberhalb der Rollepaßstraße zwischen dem Val Deserta und dem Val Viezzena. Ihre Zahl ist so groß, die meisten dieser und der mit ihnen zusammen auftretenden aber später entstandenen Camptonitgänge sind so schmal, daß eine auch nur annähernd genaue Eintragung auch in eine Karte im Maßstab 1 : 12.500 ein Ding der Un-

möglichkeit wäre, wie schon *Penck* (7) hervorgehoben hat [1]. Die Zersetzung schreitet so rasch vor, daß *Penck* 1911 noch halbwegs frisches grünes Material, der eine von uns 1937 aber nur mehr Reste des tinguaitischen Gesteines fand, das zum Teil die ursprüngliche grüne Farbe noch zeigt. Schon zu *Rombergs* Zeiten war der Zersetzungszustand ein so großer, daß von dort kein zur Analyse geeignetes Material, auch unter Anwendung reichlich vorhandener Mittel zustande gebracht werden konnte. Analysenfrisches Gestein fand *Romberg* nur an einer Stelle unterhalb der Bedowina im Val Fessuraccia am Westhang des Mte. Mulatto in einer Höhe von zirka 1350 m, das er irrtümlich als Ausgangsgestein aller Liebeneritporphyre annahm und von *Dittrich* (Analyse 2, S. 425) analysieren ließ (9).

Der Südseite des Mte. Mulatto ober der Rollepaßstraße entstammen die Liebeneritporphyre etwa vom Val di Tai (eine kleine nur schwach ausgeprägte Schlucht) bis zum Val delle Scandole, soweit sich dies an den wenigen 1937 noch nicht ganz umgewandelten bzw. zersetzten Gesteinen nachweisen ließ, mehr dem Tinguaittypus mit einer Grundmasse aus Aegirin- bzw. Aegirinaugitnädelchen und mehr oder weniger Glas, dagegen im Bereich des Val delle Scandole und ebenso auch im Gefels (Syenit) des Felsentores (La Porta) im Viezzenatal mehr dem Typus der grauen Nephelingesteine des Val Coccoletti, wo man heute noch ziemlich frisches Gestein, wie es zuerst *Hlawatsch* (1) vom Anstehenden beschrieben und analysiert hatte, finden kann.

Auf einer Exkursion des mineralogisch-petrographischen Institutes wurde im September 1952 festgestellt, daß der Zersetzungszustand der Nephelinsyenitporphyre (Liebeneritporphyre) des Gebietes zwischen Val di Tai und delle Scandole seit 1937 weitere Fortschritte gemacht hat. Es konnte wiederum festgestellt werden, daß auch die grauen Nephelinsyenite der Valle delle Scandole und Coccoletti, deren Nepheline gar nicht oder nur zum Teil in das Liebenerit genannte Gewebe von Kaliglimmer umgewandelt sind, *ebenso* wie die braunen, violettlichen und verschieden matt gefärbten und die roten Liebeneritporphyre mit fertigen oder halbfertigen Pseudomorphosen des Muskovites nach Nephelin fast völlig gleichmäßig zersetzt sind. Daraus geht klar hervor, daß die Umwandlung des Nephelins in Liebenerit, des Nephelinsyenites bzw. Tinguaites zu Liebeneritporphyr kein Vorgang der normalen Verwitterung allein sein kann (5). Bei dieser Exkursion konnte an sehr

[1] Näheres über Verteilung und Art dieser Gänge bei *Penck* (7) und dem einen von uns (5).

schwer zugänglicher Stelle durch den ausgezeichneten Kletterer Herrn *Gerhart Müller* in der letzten Steilrinne gegen das Val delle Scandole zu, zirka 200 m ober dem Niveau der Straße ein zirka 2 m mächtiger Tinguaitporphyrgang aufgefunden werden, der im Anstehenden zum Teil aus noch grünem, aber doch schon ziemlich zersetzten Gestein bestand, wie man es noch zu Zeiten *Pencks* (7) in diesem Gebiete in größeren Mengen gefunden hat. In der Tiefe der schmalen Steilschlucht unterhalb dieses Ganges konnte ein Block *ganz besonders frischen Gesteines* gefunden werden, das sich nach der quantitativen Analyse als *das frischeste aller bisher* hier gefundenen erwies, auch frischer war als das Gestein des Val Fessuraccia, das von *Dittrich* analysiert worden ist (An. 2). Der Gang, der diese heute noch frischen Partien enthielt, streicht, wie alle diese Gänge N 20° E und fällt 85° W. Das Gestein zeigt alle Übergänge von fettig dunkelgrün über braunrot, braun, rotbraun zu ziegelrot.

Das frischeste Material wurde optisch untersucht und von einem von uns quantitativ analysiert. Man erkennt darin mit freiem Auge in einer dunkelgrünen fettig glänzenden und dichten Grundmasse glasklare Tafeln und Leisten von Sanidin bis zu 1 cm Länge, grauweiße, stellenweise etwas rötlich gefärbte Nepheline von 4 bis 5 mm Durchmesser, selten sind große und kleine tiefschwarze Biotite. Unter der U.-V.-Lampe erkennt man an der starken orangegelben Fluoreszenz sehr unregelmäßig verteilte Kristalle von Sodalith, die aber gegenüber der durch die Analyse nachgewiesenen Cl-Menge zu wenig erscheinen. Mit freiem Auge ist der Sodalith nicht zu erkennen.

Es ergibt sich das folgende *mikroskopische Bild* (Alle optischen Messungen stammen von *W. Zwicker.*): Die Grundmasse besteht aus farblosem, stellenweise etwas bräunlich gefleckten Glas als Basis, in der als Hauptbestandteil die kleinen, manchmal verfilzten Nädelchen des Aegirin mit einer Auslöschung nach $N\gamma/c$ von nur wenigen Graden liegen. Dazu kommt wenig, eben noch nachweisbarer Nephelin, noch weniger Feldspatmikrolithen und sehr selten Biotit, in etwas größeren, aber immer noch sehr geringen Mengen Erz. Unter den *Einsprenglingen* der intratellurischen Phase Sanidin, Nephelin, Andesin, Aegirinaugit, Sodalith und Biotit sind die beiden ersten die häufigsten, der Biotit, höchst unregelmäßig im Gestein verteilt, bei weitem der seltenste. Der *Sanidin*, der häufigste Einsprengling, durchaus idiomorph mit seinen Leisten und Tafeln nach (010) und (110), ist oft nach dem Karlsbader Gesetz, viel seltener gleichzeitig nach dem Manebacher und dem Bavenoer Gesetz verzwillingt. Der recht schwankende Achsenwinkel $2V\alpha$ liegt zumeist zwischen 30 und 45°, kann aber auf einige Grade absinken. Auf (010) wurde die Auslöschung gegen P im Mittel mit 7° gemessen, was nach der

Kurve von *Spencer* (11) ebenso einem Albitgehalt von 18% entspricht wie der vermessene Achsenwinkel im Mittelwert. *Plagioklas*, der hie und da Spuren von Zersetzung zeigt, läßt nur selten Umrißformen nach (010), (110) und (001) erkennen. Zonarbau ist verschwommen. Zwillinge nach dem Albitgesetz und solche nach dem Karlsbader Gesetz sind häufig, zumeist sind es Doppelzwillinge. Die U-Tisch-Vermessungen ergaben [nach der Kurve von *Köhler* von 1942 (3)][1]:

Abb. 1. Tinguaitischer Nephelinsyenitporphyr ober der Rollepaßstraße bei Predazzo // Nic. Vergr. 50fach. Aegirinaugit mit Ilmenitkörnchen. Links oben ein rundlicher Sodalitheinsprengling. Rechts ein Nephelineinsprengling. Aegirinnädelchen in der Grundmasse.

Kern: $2\,V\gamma = 78^0$, $\alpha/\alpha' = 164^0$, $\gamma/\gamma' = 50^0$. Dies entspricht zirka 46% Anorthit.

Hülle: $2\,V\gamma = 90^0$, $\alpha/\alpha' = 172^0$, $\gamma/\gamma' = 44^0$. Das entspricht zirka 38 bis 40% Anorthit.

Der Plagioklas ist also basischer Andesin derselben Zusammensetzung, wie sie der eine von uns an den Nephelingesteinen des Val Coccoletti bestimmt hat (5, S. 212 und 215). Die im Schliff idiomorphen rechtwinkeligen und sechsseitigen *Nepheline* zeigen besonders bei geringerer Größe Anhäufungen von teilweise gesetz-

[1] Nach den neuesten Kurven von *Tröger* liegen die Werte um ein Geringes höher.

mäßiger Verwachsung als Viellinge [*Romberg* (10), *Ippen* (2), der eine von uns (5,S. 216)]. Spaltrisse, wie sie an Nephelinen der Gesteine des Val Coccoletti so sehr in Erscheinung treten (*Hlawatsch* 1, und der eine von uns 5) sind nicht zu sehen. Beginnende Zersetzung ist nur an einigen Nephelinen zu erkennen. *Sodalith* bildet runde, xenomorphe Körner. Er fehlt nach der mikroskopischen Beobachtung in der Grundmasse, muß aber doch, nach dem analytisch ermittelten Cl-Gehalt dieses Gesteines und des von *Romberg* beschriebenen und von *Dittrich* analysierten aus dem Val Fessuraccia zu schließen, in größerer Menge verbreitet sein, als es die optische Untersuchung und die mit der U.-V.-Lampe zuerst ergeben haben. Es kann daher wohl angenommen werden, daß Sodalith im Gewebe der Grundmasse vorhanden sein muß, wofür auch ein ganz schwacher rötlicher Schein, der unter einer sehr starken U.-V.-Lampe im ganzen Gestein zu beobachten ist, spricht. Die kurzsäuligen idiomorphen *Aegirinaugite* mit (100), (001) und (110) sind öfters zu kleinen, losen Aggregaten vereinigt. Die Kristalle umschließen manchmal kleine Kriställchen von Sanidin, die gleichzeitige Bildung der lichten und dunklen Mineralien der intratellurischen Phase beweisend. Diese Aegirinaugite zeigen kräftigen Pleochroismus: nach N_α dunkelgrün, nach N_γ hellgelb bis bräunlichgrün. Die Auslöschung $N\gamma/c$ beträgt 64^0, $2V\gamma = 76^0$, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}038$, $v > ?$. Ein etwas lichterer Saum mit etwas geringerem Auslöschungswinkel deutet an, daß diese Hülle etwas ärmer an Aegirinsilicat ist, als der Hauptteil der Aegirinaugitkristalle. Von der in den Nephelingesteinen des Val Coccoletti häufigen Ummantelung durch Hornblende ist nichts zu sehen. Als *Akzessorien* treten kleinere, im Schliff gelbgraue, lanzettliche, idiomorphe *Titanite* und zumeist im Nahbereich der Aegirinaugite rundliche Körner von *Ilmenit* auf. Vergleicht man diese Beschreibung mit der von *Romberg* vom Gestein aus dem Val Fessuraccia, so ist keine völlige Übereinstimmung festzustellen, da dieses Gestein nach *Rombergs* optischer Untersuchung überhaupt keinen Plagioklas enthält. Da aber, wie *Romberg* ausführt, Sodalith im Gestein nach der Analyse enthalten sein muß, so ist es immerhin — vielleicht war für mehrere Dünnschliffe zu wenig Material vorhanden — nicht ausgeschlossen, daß ebenso wie der Sodalith auch der Plagioklas übersehen worden ist. Dies ist um so wahrscheinlicher, als die Analysen beider Gesteine recht gut übereinstimmen.

Der *Chemismus* des Gesteins von der Rollepaßstraße wurde im Gegensatz zu den Analysen *Dittrichs* an *Rombergs* Gesteinen durch eine Analyse des einen von uns am gleichen Material, aus denen die Dünnschliffe angefertigt worden waren, zu erschließen gesucht. Zum Vergleiche sind die Analysenzahlen und Verrechnungswerte nach

Niggli und nach *Köhler* und *Raaz* (4) aller anderen Analysen an Nephelinsyenitgesteinen des Predazzaner Gebietes von *Dittrich* (10) und die von *Hlawatsch* (1) mit der neuen Analyse des einen von uns zusammen gebracht worden und in das Verrechnungsschema von *Köhler* und *Raaz* eingetragen worden, in das auch andere von *Romberg* angeführte, hier aber nicht gebrachte Analysen verschiedener tinguaitischer Gesteine aufgenommen wurden (Abb. 1, S. 423).

Analysen tinguaitischer Gesteine vom Mte. Mulatto bei Predazzo.

	1	2	3	4	5
SiO_2	54·68	55·31	57·20	53·7	53·19
TiO_2	0·15	0·07	Spur	—	Spur
Al_2O_3	22·18	21·74	20·04	23·0	22·57
Fe_2O_3	1·71	1·77	2·90	1·9	1·98
FeO	0·98	1·02	1·20	1·3	1·72
MnO	0·22	Spur	—	—	Spur
MgO	0·26	0·47	0·40	0·3	0·49
CaO	1·54	1·57	3·19	2·9	2·55
BaO	0·02	—	—	—	—
Na_2O	9·35	8·77	7·85	8·4	8·86
K_2O	6·52	6·49	4·12	5·8	6·60
P_2O_5	—	—	0·22	—	Spur
S	0·04	—	—	—	—
Cl	0·61	0·60	0·10	0·4	0·37
H_2O+	1·62	1·94	2·20	2·2	1·47
H_2O-	0·25	—	—	—	—
CO_2	—	0·11	—	—	0·11
	100·13%	99·86%	99·42%	99·90%	99·91%

Niggli-Werte.

al	43	43	40	43	41
fm	9	10	13	10	11
c	5	6	12	10	8
alk	43	41	35	37	40
si	180	184	195	170	163
k	0·31	0·33	0·25	0·31	0·33
mg	0·28	0·45	0·37	0·29	0·33

Werte nach Köhler und Raaz.

qz	—48	—46	—32	—46	—49
F—fm	38	38	42	38	33
F	45	46	45	46	42
fm	7	8	13	8	9

1. Tinguaitischer Nephelinsyenitporphyr im Monzonit oberhalb der Rollepaßstraße gegen das Val delle Scandole zu, anal. *Zwicker*.

2. Nephelintinguaitporphyr im Monzonit vom Val Fessurraccia südlich unterhalb des Bedovina-Bergbaues, anal. *Dittrich* bei *Romberg* (9, 10).

3. Nephelinsyenitporphyr aus dem Val Coccoletti. Damals nur in Blöcken im Viezzenatal gefunden. Nach der Lage des Ortes kann es aber nur aus dem Val Coccoletti stammen, anal. *Dittrich* bei *Osann* und *Hlawatsch* (6).

4. Nephelinsyenitporphyr aus dem Anstehenden des Val Coccoletti, anal. *Hlawatsch* (1).

5. Nephelinsyenitporphyr im theralitischen (nach *Romberg*) Monzonit im Val Coccoletti in zirka 1420 m an der Westseite des Tales, anal. *Dittrich* bei *Romberg* (10).

Analyse 1 und 2 stimmen im Gegensatz zum optischen Befund vollkommen überein. Das Material der Analyse 1 war noch etwas frischer, als das von 2, wie der Wassergehalt und das nachgewiesene Fehlen von CO_2 beweisen. Beide Gesteine müssen, obwohl das Schliffbild und die Wassergehalte doch schon beginnende Zersetzung feststellen lassen, für Predazzaner Verhältnisse gleich dem Nephelinsyenitporphyr der Analyse 5 als ganz selten frisch bezeichnet werden. In den Analysen 1 und 2 ist der hohe Cl-Gehalt auffallend, weshalb für Analyse 1 durch eine Kontrollanalyse dieser Wert (Mittelwert aus zwei fast völlig gleichen Werten) bestätigt wurde. Wenn die sehr unregelmäßige Verteilung des Sodalithes im Gestein der Analyse 2 dieselbe war, wie in 1, dann ist *Rombergs* Angabe (10, S. 112) „Sodalith, der nach dem Cl-Gehalt der Analyse erwartet werden sollte, wurde im Schliffe nicht bemerkt" durchaus verständlich. Nach der durch die U.-V.-Lampe enthüllten Verteilung des Sodalithes wäre es möglich, daß durch Zufall auch in mehreren Schliffen keine Nephelineinsprenglinge vorhanden sein konnten. Da u. d. M. die Abwesenheit von Apatit erkannt, bei der Analyse 1 kein P_2O_5 gefunden wurde, so kann, durch zwei Analysen belegt, nur angenommen werden, daß im Gestein aus dem Val Fessuraccia das gesamte Cl, in dem ober der Rollepaßstraße ein Teil des Cl in unbestimmbarer Kleinheit in der Grundmasse als Sodalith vorhanden ist, oder daß auch etwas Cl in der Glasbasis steckt. Jedenfalls muß die Verteilung des Sodalithes in der Grundmasse dieser Gesteine, besonders die des Gesteines vom Val Fessuraccia eine ganz besonders feine sein. Dies zeigt das optische Bild, das Verhalten vor der U.-V.-Lampe und der Cl-Gehalt der frischen grauen Nephelinsyenitporphyre der Analysen 3, 4 und 5 aus dem Val Coccoletti. Nur der sechste Teil des Cl-Gehaltes der beiden Gesteine der Analysen 1 und 2

wurde bei der Analyse 3 des Nephelinsyenitporphyres erhalten, in dem *Osann* und *Hlawatsch* (6) reichlich Sodalith in der Grundmasse, Einschlüsse im Orthoklas, Mikroklin und Plagioklas fanden. Höher, wenn auch geringer als in den Analysen 1 und 2, ist nach den beiden Analysen 4 und 5 von *Hlawatsch* (1) und von *Dittrich* für *Romberg* (10) der Chlorgehalt in dem Gestein, das nach *Hlawatsch* massenhaft Sodalith in der Grundmasse enthält. Obwohl in allen Typen, die dem Gestein der Analysen 4 und 5 entsprechen, die U.-V.-Fluoreszenz, wie wir an mehreren Handstücken feststellen konnten, die gleichen Sodalitheinsprenglinge in viel größerer Zahl wie im Gestein von der Rollepaßstraße der Analyse 1 zeigt, konnte erst 1940 (5, S. 214) Sodalith als Einsprengling u. d. M. nachgewiesen werden. Obwohl der Cl-Gehalt des Gesteines der Analysen 4 und 5 geringer ist, als der der Analyse 1, ist doch die Anzahl der Sodalitheinsprenglinge, wie die U.-V.-Lampe zeigt, bedeutend größer als im Gestein der Analyse 1. Ebenso sind die Mengen der Grundmasse-Sodalithe im Gestein der Analysen 4 und 5 unvergleichlich besser vor der U.-V.-Lampe zu sehen, als im Gestein der Analyse 1 mit größerem Cl-Gehalt. Nur durch die Annahme feinster Verteilung im Gestein der Analyse 1 ist es erklärbar, daß vor der U.-V.-Lampe nur ein roter, schwacher Schimmer, gleichmäßig über das ganze Gestein verbreitet, die Menge feinstverteilten Sodalithes anzeigt; nur durch diese Annahme ist es erklärbar, daß *Romberg* im Gestein der Analyse 2 u. d. M. überhaupt keinen Sodalith feststellen konnte.

Der höhere Na_2O-Gehalt des Gesteines der Analyse 1 gegenüber von Analyse 2 dürfte auf größeren Aegiringehalt des Aegirinaugites zurückzuführen sein und nicht auf größere Mengen des Aegirinaugitgehaltes selbst, weil die Werte für Ca, Mg, Fe, in der Analyse 2 größer sind; ebenso sind auch die Werte von mg und die von fm nach beiden Berechnungsarten größer, als in 1. Relativ größere Nephelinmengen können diesen höheren Na_2O-Gehalt nicht veranlaßt haben, weil die Tonerde von 2 kleiner als die von 1 ist. Trotz dieser an sich geringfügigen chemischen Unterschiede, trotz der etwas abweichenden optischen Angaben, die sich aber leicht erklären lassen, ist an der Übereinstimmung der beiden tinguaitischen Gesteine der Analysen 1 und 2 nicht zu zweifeln, dafür sprechen ebenso die *Niggli-Werte*, wie die Lage der Projektionspunkte in Abb. 2. Durch Thermodifferentialanalyse wurde von Herrn Dr. *Wieden* (Institut für angewandte Mineralogie der technischen Hochschule), dem an dieser Stelle bestens gedankt sei, die optisch festgestellte Abwesenheit von Quarz im Gestein der Analyse 1 bestätigt.

Daß die beiden tinguaitischen Gesteine chemisch den anderen Predazzaner Nephelinsyenitporphyren nahestehen, zeigt gleichfalls

die graphische Darstellung. Analyse 2 und 4 ergaben die gleichen Werte in der Verrechnung nach *Köhler* und *Raaz*, sie belegen in der graphischen Darstellung den gleichen Punkt. Sie stehen sich auch in den *Niggli*-Werten sehr nahe. Da auch andere Tinguaitporphyre, von denen hier nur die Projektionspunkte nicht aber die Analysen selbst gebracht worden sind (Analysen 6, 7, 8 und 9), mit ihren Projektionspunkten in unmittelbarste Nähe der Nephelinsyenitporphyre fallen, ist an der chemischen Identität beider Arten nicht zu zweifeln.

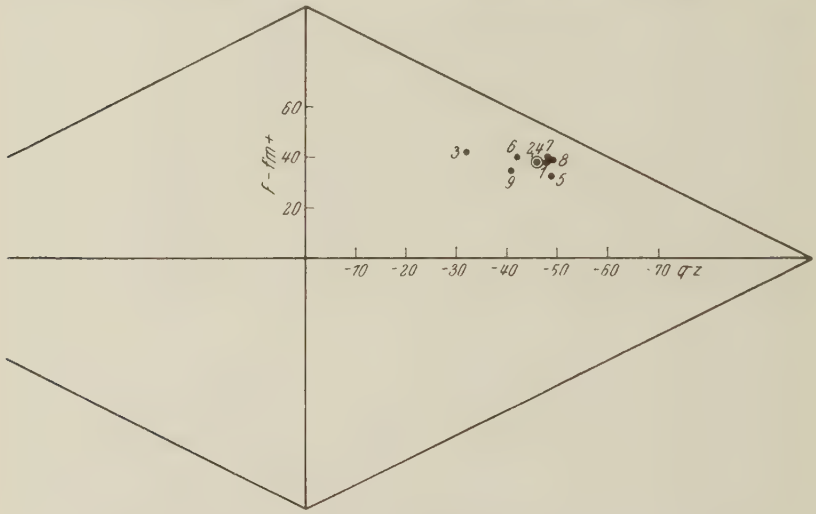


Abb. 2. Graphische Darstellung von Nephelinsyenitgesteinen nach *Köhler* und *Raaz* (4). 1—5: Die Analysen der Tabelle Seite 425. 6. Tinguait zwischen Asilröd und Asbjörnröd im Kirchspiel Hedrum. Anal. *Schmelk* bei *Brögger*. 7. Tinguait. Südlich von Kadero, Kordofan. 8. Tinguaitporphyr östlich unterhalb des Picotagipfels in der Serra de Monchique. Nach *Kraatz-Koschlau* und *V. Hackmann*. 9. Nephelinrhombenporphyr aus Vasvik bei Aaurvik. Nach *Brögger*. Anal. *Forsberg*. Die Analysen 6—9 sind nach *Romberg* (10) zitiert.

der äußerliche Unterschied besteht lediglich im Gefüge beider Grundmassen und im Glasgehalt der Nephelintinguaitporphyre (5, S. 223).

Daß der Analysenpunkt der Analyse 3 in der graphischen Darstellung gegen den positiven Oberteil der Linie F—fm nicht unbeträchtlich von der Schar der anderen Punkte abgerückt ist, hat seinen guten Grund im Zurücktreten des Gehaltes an Nephelin und Feldspat, auf den *Romberg* (10, S. 109) ausdrücklich hingewiesen hat. Diese Analyse bildet in dieser Beziehung gewissermaßen den Gegenpol zu Analyse 5. Kann man diesen Unterschied schon aus dem Vergleich der Analysen selbst herauslesen und erkennt man das mit dem Minus an diesen Silikaten verbundene Ansteigen von SiO_2 und CaO, das Abfallen der Alkalien und der Tonerde in der Analyse 3, wie es ja auch die *Niggli*-Werte anzeigen, so sieht man diese Unter-

schiede besonders gut in der graphischen Darstellung nach *Köhler* und *Raaz* (4).

Da nicht alle Jahre ein analysenfähiges, neues Predazzaner Gestein gefunden werden dürfte, so sei an einen Ausspruch gedacht, den *B. Sander* zu einem von uns an einem schönen Predazzaner Abend 1937 getan hat, daß für eine umfassende chemische Untersuchung der Gesteine von Predazzo wegen der so rasch vorschreitenden Zersetzung schon *Romberg* zu spät gekommen sei, daß Predazzo zu spät entdeckt worden sei.

Literatur.

1. *Hlawatsch, C.*, Über den Nephelinsyenitporphyr von Predazzo. Min. petr. Mitt. *20* (1900), S. 46. Siehe auch *Osann und Hlawatsch* (6). — 2. *Ippen, J.*, Über einige Ganggesteine von Predazzo. Sitzber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 111 (I) (1902), S. 219. — 3. *Köhler, A.*, Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik vom vorangegangenen Wärmeverhalten. Min. petr. Mitt. *53* (1942), S. 24. — 4. *Köhler, A.*, und *F. Raaz*, Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. Neues Jahrb. f. Min. etc. Monatshefte 1951, S. 247. — 5. *Leitmeier, H.*, Aus Predazzo. I. Teil. Min. petr. Mitt. *52* (1940), S. 151. — 6. *Osann, A.*, und *C. Hlawatsch*, Über einige Gesteine aus der Gegend von Predazzo. Tscher. Min.-petr. Mitt. *17* (1898), S. 556. — 7. *Penck, W.*, Der geologische Bau des Gebirges von Predazzo. Mit einer geologischen Karte 1 : 25.000. Neues Jahrb. Min. Geol. etc. Beil. *32* (1911), S. 239. — 8. *Romberg, J.*, Geologisch-Petr. Studien im Gebiete von Predazzo. I. Sitzber. Preuss. Akad. d. Wiss. phys.-mat. Kl. 1902, S. 675. — 9. *Romberg, J.*, II. Ebenda S. 731. — 10. *Romberg, J.*, Über die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine in den Gebieten von Predazzo und Monzoni. Aus dem Anhang zu d. Abhandl. d. kgl. Preuss. Ak. d. Wiss. 1904. — 11. *Spencer, L. J.*, The potash-soda-feldspars. The Mineralog. Magaz. *XXIV* (1939), S. 459. — *Raaz, F.*, siehe *Köhler, A.* (4). — 12. *Vardabasso, S.*, La carta geologica di territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni 1 : 25.000. 1929.

Aus dem Institut für angewandte Mineralogie und Petrographie der Technischen Hochschule Wien.

Bemerkungen zu chemischen Gesteinsanalysen.

Von

Alexander Köhler und **Paul Wieden.**

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingelangt am 14. August 1953.)

Man kann mitunter die Meinung hören, heutzutage sei eine chemische Gesteinsanalyse ziemlich überflüssig. Das mag wohl der Fall sein, wenn aus dem Gesamtverband wahllos herausgegriffene Einzeltypen der Analyse unterworfen werden. Wenn es sich aber darum handelt, Beziehungen zwischen den Erstarrungsgesteinen untereinander oder gemeinsame und charakteristische chemische Züge eines bestimmten Gebietes festzustellen, so ist die chemische Analyse ebenso notwendig wie alle anderen Untersuchungen am Gestein. Um so mehr gilt dies für heute, wo uns in erster Linie die Klärung des schwierig zu erfassenden Werdeganges eines metamorphen oder polymetamorphen Gesteins aus dem Grundgebirge als lockendes Arbeitsziel vorschwebt. Hier ist neben der geologischen Betrachtungsweise die sorgfältige Dünnschliffuntersuchung bezüglich Mineralgehalt, noch erhaltener Reststrukturen oder des Gefüges im Sinne *B. Sanders* u. a. auch der Chemismus von Bedeutung, um die oft komplizierten Vorgänge der Stoffwanderung im Laufe der Umbildung zu erfassen. Das bedingt allerdings eine sehr sorgfältige Auswahl des Untersuchungsmaterials und erfordert auch eine größere Anzahl von Analysen. Es ist daher noch sehr viel Detailarbeit zu leisten, wenn man z. B. nur an das Kristallin der Südböhmischen Masse (Waldviertel) oder an die sehr ähnlichen Verhältnisse im Grundgebirge des Schwarzwaldes denkt. Die weit ausgreifende und verdienstvolle Arbeit *Mehnerts* (1) über letzteres Gebiet war für uns der Anlaß zu untenstehenden kurzen Bemerkungen.

Vor der Diskussion der Analysen aus dem Schwarzwald möge aber erwähnt werden, daß für unsere heutigen Aufgaben ältere (und auch neuere) Analysen unbrauchbar sein können. Erstere

enthalten vielfach keine Bestimmungen von TiO_2, P_2O_5 usw., wodurch die Summe von Al_2O_3 zu groß wird. Dieser Wert jedoch sowie der der Alkalien ist von größter Bedeutung. Aus diesem Grunde ist auch die Analyse eines nicht mehr frischen Gesteins oft schon irreführend. Solche Analysen sind trotz der Achtung vor der Leistung früherer Analytiker aus der Literatur besser zu streichen (siehe Beispiele unten). Analysen sollen daher vor Verwendung auf offensichtliche Fehler geprüft werden. Da heute unter anderem die Zusammensetzung eines Plagioklases optisch recht genau festgestellt werden kann, so ist (siehe unten, Beispiel 4) eine Analyse abzulehnen, aus der ein hoher An-Gehalt gefolgert werden muß, der aber im Dünnschliff nicht erkannt wurde. Oder wenn (Beispiel 23) der Alkaligehalt allein schon größer ist als der Tonerdegehalt, so ist — da in unserem Falle keine Alkalihornblende auftreten kann — die Analyse zu verwerfen. Man wird weiter bei sehr hohem Al-Überschuß prüfen müssen, ob der Gehalt an Sillimanit, Disthen, Granat oder Cordierit diesen rechtfertigt.

Es wäre sehr wünschenswert die Gewichtsprozente für SiO_2, die dem *freien* Quarz entsprechen, neben dem Gesamt-SiO_2 anzugeben. Dies ist heute mittels der Thermodifferentialanalyse (siehe am Schluß) hinreichend genau möglich. Dadurch wäre nicht nur eine wichtige Zahl gegeben, es wären auch die Fehler bei einer vollständigen Umrechnung der chemischen Analyse auf den Mineralgehalt vermindert. Da die Messung der Volumprozente mit beträchtlichen Meßfehlern behaftet sein kann (wenn sie überhaupt durchführbar ist), so wäre mit der gemessenen Menge an freiem Quarz ein neuer Stützpunkt gegeben. Sind aber zwei oder mehrere femische Komponenten vorhanden, so wird der Kontrollvorgang unbefriedigend und zweifellos ungenau, wie Beispiele zeigen; man wird dann besser auf diese scheinbar genaue Kontrolle verzichten.

Wichtig ist schließlich eine geeignete graphische Darstellung der auf diese Weise kontrollierten chemischen Analysenwerte. Beim Studium der Waldviertelgesteine hatten wir das gleiche Ziel vor Augen wie *Mehnert* im Schwarzwald. So ist es auch uns darum zu tun, hybride Orthogesteine oder Mischgneise auch chemisch näher zu kennzeichnen. Da sich hiezu die bisher üblichen graphischen Darstellungen von *Becke, Niggli* und *Niggli-Becke* nicht eignen, so versuchten wir eine neue Verrechnungs- und Projektionsart (2), die für unsere Belange viel empfindlicher ist, obwohl sie auf die vorliegende Frage nicht speziell zugeschnitten ist, sondern allgemeine Gültigkeit hat. Auch wir haben den Gedankengang *F. Beckes* bei seinem Si-U-L-Dreieck weitergeführt, wie dies auf andere Weise *Mehnert* versucht.

Diskussion der Analysen von Schwarzwaldgesteinen.

a) Ortho- und Mischgneise.

Mehnert (l. c.) bringt S. 132 elf Analysen (Nr. 21 bis 32). Nr. 21 („Typus Orthogneis") und Nr. 22 („normaler Schapbachgneis") liegen in unserer Dreieckdarstellung (siehe Abb. 1) so, wie reine Granitgneise liegen sollen. Das gleiche gilt für das Mittel von Nr. 25 und 26, dessen aplitischer Charakter klar erkennbar ist. Der kleine Sillimanitgehalt zeigt sich kaum an. Es ist in diesen Fällen also nicht anzunehmen, daß ein stärkerer Stoffaustausch mit den Paragesteinen stattgefunden hätte; vermutlich ist nur Nr. 21 etwas hybrid oder unfrisch, da al $<$ alk $+$ 2 c, was bei Nr. 22 richtigerweise nicht der Fall ist. Die Aplitanalysen Nr. 23 und 24 sind durchaus unrichtig und wären aus der Literatur zu streichen, da sie bei Vergleichen nur ein falsches Bild geben. Hier würden nämlich die Alkalien die Verrechnung von Aegirin oder einer Alkalihornblende erfordern, was jedoch in diesem Gebiete nicht erwartet werden kann und auch nicht festgestellt wurde. Nr. 27 ist als „Granulit" bezeichnet. Die Vermutung *Mehnerts* (S. 117), daß Teile hybrid sind, ist aus der tieferen Lage im Dreieck und noch klarer aus Abb. 2 erkennbar, wo F unter, fm höher als die entsprechenden Kurven der Normaltypen liegen.

Zu den „Mischgneisen" *Mehnerts* wäre zu bemerken, daß sie bei mehr oder weniger homogener Mischung nicht immer als solche leicht erkennbar sind, und wir stimmen Herrn *Mehnert* voll und ganz zu, daß vielleicht Beobachtungen über die Mineralführung, Struktur- und Gefügebilder für die Deutung ausschlaggebender sind als die Auswertung der chemischen Analysen. Die Betrachtung der Verbandverhältnisse zu den Nachbargesteinen und die Verfolgung aller möglichen Mischungsstadien geben die ersten wertvollen Fingerzeige für die Deutung, während eine chemische Analyse gewöhnlich nur einen oder wenige Typen aus der Vielzahl herausgreift und daher nur einen begrenzten Einblick gewährt. Trotzdem gibt das Projektionsbild wertvolle Hinweise. So ist z. B. Nr. 28 („orthoklasführender, homogener Bi-Plag.-Gneis") durchaus im Sedimentgneisfeld gelegen (siehe Abbildung). Die wesentliche Menge des Ausgangsgesteines ist zweifellos ein toniges Material gewesen, dem etwas Kalifeldspatsubstanz zugeführt wurde.

Den „glimmerreichen Biotitgneis" Nr. 29 würden wir nach der Lage im Dreieck als gefeldspatetes dioritisches Gestein ansehen. Der hohe Gehalt an Alkalien und die Hornblende, die sich hier rechnerisch ergibt, da al $<$ alk $+$ 2 c, spricht gleichfalls dafür und gegen die Annahme eines Paragesteines. Als Beweis für die An-

nahme eines Mischgesteines mit bedeutender Alkalizufuhr ist auch dadurch gegeben, daß F größer, fm kleiner ist, als dies der Normalreihe entspricht (siehe die hohe Lage in Abb. 1 und die Lage von F und fm in Abb. 2). Solche Positionen kennen wir aus unserem Gebiete dort, wo z. B. Diorite oder Amphibolite von pegmatitischen Säften stark durchtränkt werden, wobei die Hornblende mehr oder weniger biotitisiert oder in neue Hornblende umgewandelt wird und wo der Ti-Gehalt der alten Hornblenden in neugebildete Titanite eintritt (nach unveröffentlichter Arbeit von *E. Jäger* und früheren Erkenntnissen von *H. V. Graber* und einem von uns). Das Auftreten brauner „briefkuvertförmiger" Titanite ist für solche basische Mischtypen ganz chrakteristisch. Desgleichen scheint die Rotfärbung der Kalifeldspate dabei stets aufzutreten.

Der Projektionspunkt von Nr. 30 („glimmerreicher Mischgneis mit etwas Hornblende, Lage in Granulit") liegt im Feld der Granodiorite. Der errechnete Al-Überschuß ist sehr klein. Eine deutliche Tendenz zu den Paragesteinen ist nach dem chemischen Bild nicht vorhanden. Der „glimmerreiche orthoklasführende Mischgneis" Nr. 31 ist zweifellos eine Mischung von Schapbachgneis und einem tonerdereichen Paragneis, wogegen Nr. 32 („Schapbachgneis") seiner Lage nach nur als normaler, granitisch-dioritischer Orthogneis angesehen werden muß.

b) Paragneise.

Auf S. 96 hat *Mehnert* eine Auswahl von Analysen derselben angeführt. Sieht man von Nr. 1 als einer quarzitischen Abart seiner Grauwackengneise ab, dessen Projektionspunkt stark gegen den + qz-Pol abweicht, so liegen die Pole 2 bis 5 durchwegs tief unterhalb des Feldes reiner Orthogesteine. Die Lage der Pole 2 und 4 liegen eindeutig im Paragneisfeld, während die von 3 und 5 doch starke Beeinflussung eines alkalireichen Gesteins [1] aufweisen und

[1] Bei Gesteinen, deren Projektionspunkte im Mischgneisfeld liegen, kann der Fall so sein, daß ein Orthogestein durch Aufnahme von Paramaterial nach unten rückt oder so, daß einem ursprünglichen Paragestein Alkalisäfte zugeführt wurden und damit hinaufrückt. Letzteres wird sich meist dadurch kundtun, daß der Kalifeldspat natronreich ist und in größeren Individuen glaukisiert wie Mondstein und nicht oder nur feinst entmischt ist (Faserperthit), während im ersteren Falle der Kalifeldspat dem des Edukt's entspricht. Bei Biotitisierung (besonders der Hornblende) wird wohl immer Alkalizufuhr angenommen werden müssen, wie Biotitneubildung an der Grenze von Pegmatiten mit Paragesteinen vielfach beweist. Durch diesen Stoffaustausch verschwindet der Kalifeldspat. Das ist der Grund, daß z. B. *F. Becke* die Adern unseres „Seyberergneises" nicht als Injektionen von seiten des Gföhlergneises ansah, die sie zum Teil aber sicher sind. Es fehlt aber noch an weiteren Beobachtungen, um diese wichtige Frage näher fassen zu können.

als Mischgesteine angesehen werden müssen. Solche Lagen nehmen in unserem Waldviertel stark hybride Granulite und Gföhlergneise ein oder stärker zersetzte Granite.

Die qz-Zahl von 2 bis 5 liegt ungefähr um 60, es sind also recht saure Gesteine mit relativ niedrigem Al-Gehalt, der aber trotzdem bei der Verrechnung richtigerweise als Al-Überschuß zum Vorschein kommt. Dadurch kann auch keine Hornblende errechnet werden. Der Erzgehalt liegt unter 1 Vol.%. Das Mittel liegt sehr

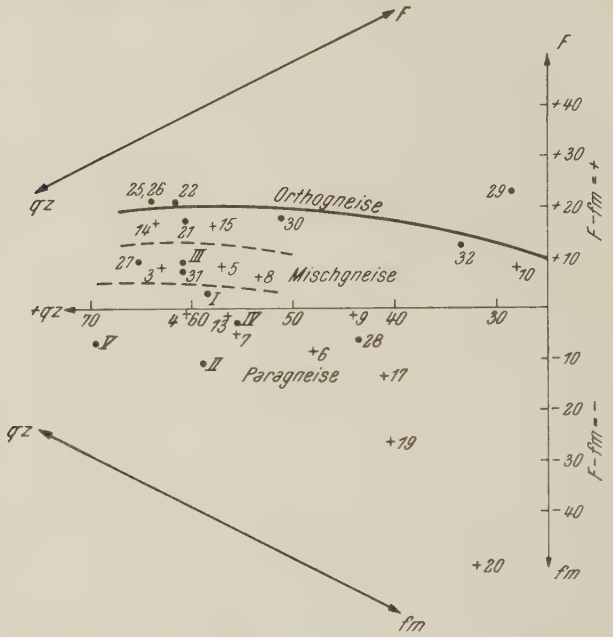


Abb. 1. Darstellung der Projektionspunkte im qz-F-fm-Dreieck nach Köhler-Raaz (2). Die vollen Punkte entsprechen den Ortho- und Mischgneisen, die Kreuze den Paragneisen nach Mehnert. Einige Nummern sind laut Text weggelassen. Die ausgezogene Linie entspricht den reinen Orthogneistypen. Zum Vergleich: I jurassische Grauwacke nach Pettijohn, II Mittel von 30 Grauwacken nach Pettijohn, III Mittel von Gföhlergneisen im Waldviertel, IV Schiefergneis Waldviertel, V Sillimanitgneis, Waldviertel.

nahe dem Projektionspunkt einer jurassischen Grauwacke nach *Pettijohn* (3), unterscheidet sich aber durch geringeren Al- und größeren alk-Gehalt von dem Mittel von 30 Grauwackenanalysen nach (3).

Zu den „intermediären schiefrigen Paragneisen" *Mehnerts* (Nr. 6 bis 12) wäre zu bemerken, daß die Pole von 6, 7 und 9 infolge des relativ hohen Al-Überschusses (daher schon Granat-Cordierit- oder Sillimanit-Führung möglich) im Sedimentfeld liegen, während Nr. 8 durch hohen Na- und Ca-Gehalt und kleinerem Al-Überschuß

weit höher liegt und sichtlich von einem Orthogestein ähnlich obiger Nr. 5 stark beeinflußt ist. Die Analyse von Nr. 10 entspräche der Lage im Dreieck nach einem basischem Granit. Der große Wert für CaO würde hier einen basischen Plagioklas verlangen, was jedoch nach der Untersuchung von *Mehnert* nicht stimmt. Die Analyse ist damit gleichfalls unrichtig und zu Vergleichszwecken nicht geeignet. Ebenso sind die Analysen von Nr. 11 und 12 unrichtig und daher wegzulassen.

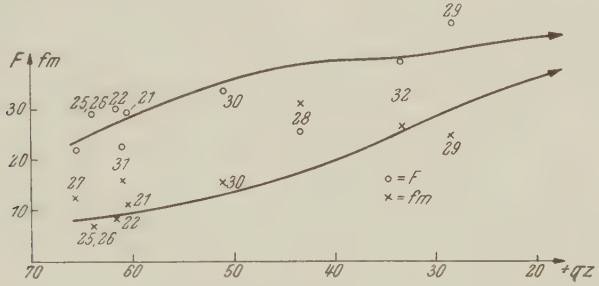


Abb. 2. Auf der Abszisse (verdoppelter Maßstab) ist der positive Quarzwert eingetragen, auf der Ordinate die Werte von F und fm für einige Beispiele. Die Kurven für letztere entsprechen den Orthogneisen. Man beachte, wie bei Mischgneisen (z. B. Nr. 27 und 31) die alk-Werte absinken, die für fm bei Tonerdeüberschuß ansteigen. Bei starker Alkalizufuhr (Nr. 29) tritt das Umgekehrte ein.

Ähnlich obiger Nr. 7 und dem Schiefergneis aus dem Waldviertel (Pol IV der Abb. 1) ist die Lage des Projektionspunktes für Nr. 13 („granatführender Paragneis"). Dagegen können — der chemischen Analyse nach — die Gesteine Nr. 14 und 15 („Granulit bzw. Renchgneis") nicht als Paragesteine angesehen werden. Bei ersteren bringt die hohe qz-Zahl und der Reichtum an Alkalien neben dem geringen Al-Überschuß und dem wenigen Ca den Projektionspunkt in das Gebiet nahe unseren Granuliten und Gföhlergneisen.

Abzulehnen wird die Analyse Nr. 16 („glimmerreicher Renchgneis") sein. Der Al-Gehalt ist enorm hoch! Ebenso der CaO-Wert, der bei dem wenigen Na einen sehr basischen Plagioklas verlangen würde, der jedoch nicht angegeben wird. Der geringe Kaligehalt läßt auch nicht viel Glimmer erwarten. Es wird von *Mehnert* vermutet, daß auch Hornblende am Ausgangsgestein beteiligt war, wofür die große Zahl femischer Kationen spricht. Zweifellos liegt hier der Fehler in der falschen Al_2O_3-Bestimmung. Es ist also auch hier die Projektion zu Vergleichszwecken nicht brauchbar.

Bei dem „glimmerreichen, sillimanit- und cordieritführenden Renchgneis" Nr. 17 (ähnlich ist Nr. 18) ist gleichfalls der Al-Überschuß hoch, aber auch der alk-Wert; CaO ist gering. Viel Biotit

saurer Plagioklas neben Sillimanit und Cordierit dürften beide Paragesteine charakterisieren. Der Projektionspunkt liegt tief im Paragneisfeld. Nr. 19 ist ein Paragneis mit Biotit, saurem Plagioklas, Cordierit (viel Mg!) und Sillimanit. Das durch besonderen Fe-Reichtum aus der Reihe fallende Gestein Nr. 20 ist nach *Eigenfeld* (4) reich an Granat und Disthen. Das Ausgangsprodukt dürfte ein eisenreicher Ton gewesen sein.

Wir sind uns der Schwierigkeit bewußt, Gesteine auf Distanz und nur auf Grund der chemischen Analyse zu beurteilen. Durch unsere Erfahrungen aus dem Waldviertel, wo die Analysen bei unserer Projektionsmethode doch eine gute Deutung zuließen, bestärkt, suchten wir diese auch auf die Schwarzwaldgesteine anzuwenden und dabei auf sichere Fehler in den Analysen hinzuweisen. Das ist der Zweck dieser Zeilen, die uns die Richtigkeit unserer Deutung des chemischen Bildes der Waldvierteler Gesteine bestätigen könnten, wenn sich die angeführten Unstimmigkeiten aufklären lassen und die als Anregung und nicht als Kritik aufzufassen sind.

Die Thermodifferentialanalyse zur Quarzbestimmung.

Die Thermodifferentialanalyse wurde in den letzten Jahren so weit entwickelt, daß sie heute neben der Feinstrukturanalyse mit Röntgenstrahlen eine der wichtigsten Methoden zur Bestimmung des Mineralgehaltes von Substanzen sowohl in qualitativer als auch quantitativer Hinsicht wurde. Anwendbar ist diese Methode überall dort, wo durch eine Gitterumwandlung, durch Austritt von adsorptiv gebundenem bzw. Kristallwasser, flüchtigen Bestandteilen (Kohlensäure) oder durch Reaktion der einzelnen Komponenten untereinander (Mullitbildung im Kaolin) ein thermischer Effekt beim Erhitzen auftritt. Dabei kann hier sowohl ein exothermer als auch endothermer Effekt zur Charakterisierung der Substanz herangezogen werden. Als Beispiele für Mineralien, die auf diese Weise untersucht werden können, sind wasserhaltige Mineralien, Tonminerale (5), Quarzminerale (6), Karbonate (7), Phosphate (8), Eisenoxyde und viele anorganische Verbindungen (9) anzuführen.

Von Berkelhamer (6) hat als erster die Quarzbestimmung mittels der D. T. A. in Zusammenhang mit Staubfragen behandelt. *R. C. Mackenzie* (10) und *J. A. Schedling* (11) zeigen, daß sich in Stauben noch Quarzmengen bis 1% nachweisen lassen. Es war nun naheliegend, diese Methode auf die Bestimmung des freien Quarzes in Gesteinen zu übertragen, um so in Verbindung mit der chemischen Analyse die Verrechnung der Gesamtkieselsäure genauer gestalten zu können.

Bei der Bestimmung des Quarzes wird der thermische Effekt bei der Umwandlung des β-Quarzes (Tiefquarz) in den α-Quarz (Hochquarz) bei 573° C benutzt.

$$\beta\text{-Quarz} \underset{}{\overset{573^\circ}{\rightleftharpoons}} \alpha\text{-Quarz.}$$

Da dieser Vorgang reversibel ist, kann zur Messung sowohl die Anheiz- als auch die Abkühlungskurve herangezogen werden.

Versuchsdurchführung.

Es gibt gegenwärtig eine große Zahl von Abbauapparaturen, denen aber allen ein Thermoelementsystem, das die Werte $\triangle T$ (Differentialthermostrom) und T (Temperatur des Blockes) angibt und ein elektrisch geheizter Widerstandsofen, in welchem die Proben erhitzt werden, gemeinsam ist. Die zu untersuchende Probe wird in eine der Öffnungen eines Nickelblockes eingebracht, während die zweite die Vergleichssubstanz und die dritte das Thermoelement zur Messung der Ofentemperatur aufnimmt. Als Vergleichssubstanz hat sich neben gebranntem Kaolin totgeglühte Tonerde (Al_2O_3) am besten bewährt. Je nach der Empfindlichkeit der zur Verfügung stehenden Ablesegeräte kann ein Ni/NiCr oder Pt/PtRh-Differentialthermoelement verwendet werden. Bei der Quarzbestimmung erweist sich ein Pallaplat-Element (Fa. Heräus, Hanau) wegen der hohen Thermokraft bei niedrigen Temperaturen als sehr geeignet.

Der Nickel- oder keramische Block befindet sich in einem feuerfesten Rohr und wird in den elektrischen Ofen eingeschoben. Die Aufheizung wird mit Widerständen so geregelt, daß eine Aufheizgeschwindigkeit von 10 bis 12° pro Minute erzielt wird.

Die Ablesung des Differentialthermostromes und der Ofentemperatur erfolgt bei dem im Institut für angewandte Mineralogie und Petrographie, T. H. Wien entwickelten Gerät visuell. Bei den in den USA. benützten Abbauapparaten erfolgt die Aufzeichnung selbsttätig auf Photopapier und die Aufheizung wird vielfach mittels Programmregler durchgeführt. Bei der Schnelligkeit der Methode — eine Quarzbestimmung erfordert etwa 70 bis 80 Minuten — sind aber solche weitgehende Mechanisierungen durchaus nicht erforderlich.

Probenvorbereitung und Probenmenge.

Das zu untersuchende Gesteinsmuster wird auf eine Korngröße von 60 bis 90 μ gebracht. Die Vergleichssubstanz soll ebenfalls diese Feinheit aufweisen. Bei gröberen Pulvern ergeben sich Differenzen.

die vor allem auf das schlechtere Wärmeleitvermögen in der Umgebung der Lötperle des Thermoelementes zurückzuführen sind.

Für eine Untersuchung werden etwa 0·4 bis 0·8 g Substanz benötigt.

Genauigkeit der Methode und Auswertung der Kurven.

An Hand von Meßreihen, die mit Mischungen reinsten Quarzes und geglühter Al_2O_3 durchgeführt wurden, läßt sich ein Gehalt von 3% an freiem Quarz noch sicher nachweisen. Diese Messungen untereinander schwanken, bedingt durch die nicht konstant zu haltende Packungsdichte, etwa um $\pm$ 3%. Die Auswertung der erhaltenen Kurven kann entweder durch Integrieren der Spitzenzone erfolgen (12), wofür eine vereinfachte Theorie von *Speil* (13) abgeleitet und später von *Kerr* und *Kulp* (14) wesentlich verbessert wurde. Die Proportionalität zwischen der Spitzenhöhe und der Menge des aktiven Materials kann ebenfalls zur Gehaltsbestimmung herangezogen werden (15). Die Flächenbeziehung scheint aber allgemeinere Anwendbarkeit zu zeigen.

Würden wir konsequent bei allen Gesteinsanalysen die Bestimmung des freien Quarzes durchführen können, so hätten wir bei unserer Berechnung (2) den wahren qz-Wert statt des berechneten. Das wäre natürlich ein Vorteil. Jedoch sind auch zwei Nachteile damit verbunden: da wir in obiger Projektionsmethode natürlich nach einer Norm vorgehen müssen, indem wir z. B. die gesamten femischen Kationen und das nicht an Al gebundene Ca einschließlich der Erze mit eins silifizieren, so ist die Differenz si—si′ = qz natürlich zu niedrig. Nur bei sehr sauren Gesteinen wird unser + qz mit der nach obiger Methode gefundenen Zahl von SiO_2 übereinstimmen. Bei manchen Gesteinen, deren Projektionspunkte bereits im Dreieck —qz — F — fm liegen, würden sich somit nach obiger Methode noch wenige Gew.% SiO_2 ergeben können. Durch unsere qz-Bestimmung ergibt sich der große Vorteil, daß die Trennung atlantisch—pazifisch viel schärfer zum Ausdruck kommt.

Literatur.

1. *Mehnert, K. R.*, N. Jb. Min. Abh. 1, *85* (1953), 59—140. — 2. *Köhler, A.*, und *F. Raaz*, N. Jb. Min. Mh. *11* (1951), 247—263. — 3. *Pettijohn, F. J.*, Sedimentary rocks. Harper, New York. — 4. *Eigenfeld, R.*, N. Jb. Min. Abh. *84* (1952), 241—280. — 5. *Orcel, J.*, Bull. Soc. franc. Minér. *50* (1927), 75. *Cattieré, S.*, Bull. Soc. franc. Minér. *59* (1936), 163 und 353, *66* (1943), 55 und 494. — 6. *Berkelhamer, L. H.*, U. S. Bureau of Mines. Rept. Inv. 3763, 1944. *Faust, G. T.*, Americ. Min. *33* (1948), 337. *Westerman, A.*, und *A. L. Roberts*, Trans. Brit. Ceram. Soc. *47* (1948), 269.

— 7. *Cuthbert, F. L.,* und *R. A. Rowland,* Americ. Miner. *32* (1947), 111. *Kerr, P. F.,* und *J. L. Kulp,* Americ. Miner. *32* (1947), 678. *Rowland, R. A.,* und *E. C. Jones,* Americ. Miner. *34* (1949), 550. *Gruver, R. M.,* Americ. Ceram. Soc. *33* (1950), 96. *Faust, G. T.,* Americ. Miner. *35* (1950), 207. — 8. *Manly, R. L.,* Americ. Miner. *35* (1950), 108. — 9. *Berg, L. G., A. V. Nikolasev* und *E. J. Rode,* Thermographia, Acad. Sci. USSR, 1944. *Tovborg, A. Jensen* und *C. A. Beevers,* Trans. Faraday Soc. *34* (1938), 1478. — 10. *Mackenzie, R. C.,* Tonindustrie-Ztg. *75* (1951), Heft 21/22, 1—8. — 11. *Schedling, J. A.,* Ber. DKG. *30* (1953), Heft 1, 14. — 12. *Norton, F. H.,* J. Americ. Ceram. Soc. *22* (1939), 54 und *23* (1940), 281. — 13. *Speil, S., L. H. Berkelhamer, J. A. Pask* und *B. Davies,* U. S. Bureau of Mines, Techn. Paper *664* (1945). — 14. *Kerr, P. F.,* und *J. L. Kulp,* Americ. Miner. *33* (1948), 387. — 15. *Grimshaw, R. W., A. Westerman* und *A. L. Roberts,* Trans. Brit. Ceram. Soc. *47* (1948), 269.

Waldsteinit

ein Na-metasomatischer, eisenerzdurchstäubter diabasisch-tonschieferiger Metatuffit aus der Steiermark.

Von

Franz Angel, Graz.

(Eingelangt am 14. September 1953.)

Das Gestein, welches hier unter einem neuen Namen beschrieben wird, war ein Tuffit, gemengt aus diabasischtuffigem Material und serizitreichem Tonschiefer; am Ende dieser Bildungsphase fungierte es als Vorlage zum Abfangen von pneumatolytisch-hochhydrothermalen Erzmobilisationen, es wurde Hämatit und Ilmenit abgesetzt und der Tuffit damit imprägniert; es folgte auf dem Fuß ein Einbruch von hochhydrothermalen Alkali — wohl in Form von Na_2CO_3 — und damit eine starke Na-Metasomatose am Tuffit. Schließlich wurde das so entwickelte Material auch noch zu einem kristallinen Schiefer umkristallisiert, und zwar nach I/II/1, das ist erste Stresszonenstufe, Grünschieferfazies, Chloritphyllit-Unterfazies (L. 5).

Das Gestein nimmt einen bedeutenden Raum ein, sowohl die Erzbeschickung, als auch die Na-Metasomatose haben geologische Ausmaße und regionalen Charakter. Man wird daher sehr ähnliche und gleichartige Gesteinsformen im Bereich von größeren Diabaseruptionsgebieten auch anderswo wiederfinden. Es gibt dafür aber keinen passenden, treffenden und dabei kurzen Namen. Für solche Fälle wählt die Gesteinssystematik Bezeichnungen, in welchen der Fundort benutzt wird, oder Phantasiebezeichnungen u. a., denn mit den Gemengteilen allein kann man diesfalls eine treffende Bezeichnung nicht konstruieren. Aus diesen Verhältnissen ist die Aufstellung des neuen Gesteinsbegriffes *Waldsteinit* zu begründen.

Es wird nunmehr gezeigt, daß die obenstehenden Behauptungen zu Recht bestehen.

Geologisches Auftreten.

Die Ortschaft Waldstein, nach der ich den Waldsteinit benannte, liegt im Übelbachtal, mittwegs zwischen Übelbach und Deutsch-Feistritz-Peggau, also in der mittelsteirischen Landschaft. Das Gebiet um Waldstein wurde zwischen Murfluß im NO, Stübinggraben im SW, Übelbach im NW und Deutsch-Feistritz im SO von *H. Seelmeier*, Graz in jüngster Zeit kartiert. Unter seiner Führung konnte ich die nachstehend bearbeiteten Proben entnehmen. Die den Gesteinscharakter am besten zeigenden Stücke entnimmt man einem mächtigen Lager, welches östlich der Straße Deutsch-Feistritz—Übelbach dort aufgeschlossen ist, wo die Straßenrichtung nach N umbiegt. Man kann es streichend 1·2 km nach NO verfolgen, die aufgeschlossene Breite ist 0·5 km, die Schichtbänke stehen steil mit Einfall nach W und NW, dasselbe Gestein ist direkt S von der Ortschaft Waldstein mit Streichen NNO und steilem SO-Fallen wieder zu finden, ferner steht es an im O-Fuß des Schartenkogels und des Gamskogels zwischen Kl. Stübing und Deutsch-Feistritz. Auch diese Vorkommen sind ausgebreitet und mächtig, wenn sie auch hinter dem erstgenannten zurückstehen. In unmittelbarer Gesellschaft mit Waldsteinit, und ihn als Lagermassen einschließend, findet man diabasische Metatuffe und diabasisch-tonschiefrig-kalkige Metatuffite in Grünschieferfazies. Alle diese Bildungen gehören zusammen mit den Diabasen des Grazer Altpaläozoikums, einer Riesenschüssel, an deren NW-Rand man auf der Straße Waldstein—Übelbach gelangt. 1250 m vor dem letztgenannten Ort tritt man aus dem Paläozoikum ins Altkristallin der Gleinalm, auf welches der Schüsselrand aufgeschoben ist.

Von den andern Begleitgesteinen, als da sind Dolomitsandsteine, Devon-Kalke, Dolomite, kalkige Schiefer, Tonschiefer, braucht hier nicht weiter die Rede sein.

Wichtig ist, daß die Kubaturen der Diabasbänke im Grazer Paläozoikum sehr bedeutend ist (L. 17, 18), gleichfalls bedeutend aber die Kubatur der von ihnen abhängigen Tuffe, Tuffite und deren metamorphe Abkömmlinge. Wichtig ferner, daß ein Teil der tuffigen Gesteine noch keine Metamorphose hat, nicht einmal Anchimetamorphose *(Harrassowitz)*. Daher ist bekannt, wie die Originale der diabasischen Lapillen, Bomben und gröbere Aschenteilchen aussehen und aufgebaut sind, und gleichfalls bekannt, was an sedimentären Gesteins- und Mineralsplittern in den Tuffen zu finden ist. So kann dann im metamorphen Zustand Kornsorte, Strukturrelikt usf. wieder erkannt werden, oder aber ausgesagt werden, daß die Umwandlung keine Relikte mehr erkennen läßt. Davon machen wir im folgenden Gebrauch.

Gesteinsbeschreibung.

a) *Äußere Eigenschaften.*

Die Proben aus den nördlichen und mittleren Teilen des Aufschlusses an der Waldsteiner Straße sind recht einheitlich, im ganzen grauviolett mit mehr oder minder deutlich wolkiger Verteilung der färbenden Kornsorten auf graugrüner bis grüner Grundlage. Im südlichen Aufschlußteil tritt diese Grundlage streifig und lagig stärker hervor, so daß man von dort, aus dem Aufschluß im kleinen natürlichen Graben, rein gleichmäßig grüne Handstücke schlagen kann. Das Korn ist überall von gleicher Feinheit, mit freiem Auge sind die Kornsorten nicht unterscheidbar, es handelt sich um Abmessungen von Millimeterhundertstel in den Korndurchmessern. Vgl. die Korngrößentabelle S. 443. Aber man sieht sowohl bei den grünen, wie auch bei den violetten Abarten mit freiem Auge dunkelgrüne Aggregationen mit Längen von 3 bis 10 mm, Breiten um 3 mm und unmeßbar geringen Dicken, also Häutchen, die sich auf Scherflächen anreichern und dort verfließende, dunkle Flecken machen. Diese Flecken und Häutchen bestehen, wie erst die mikroskopische Untersuchung erkennen läßt, und auch die Analyse belegte, aus einem Filz dünner Blätter von Prochlorit, zum Teil rein, zum Teil durchspickt von Quarz- und Kalkspatkörnchen, zum Teil treten auch winzige Albitkörner dazu. Äußerlich ist aber dies alles nicht sichtbar. Die Violettfärbung des Gewebes beruht, wie ebenfalls erst mittels Dünnschliff und Analyse erkannt werden konnte, aus einer gleichmäßig dichten Einstreu winziger Erzschüppchen, und zwar Eisenglimmer und etwas Goethit; hiezu kommt auch noch etwas gröberer, aber reichlich vertretener Ilmenit, für sich metallisch grau; er macht den Farbeindruck dunkler. Die Erzeinstreu tritt wolkig auf. Findet man an einer Probe dunkelrote Wolkung oder violette Wolkung, und daneben grüne Streifen oder Lagen, so bedeutet dies, daß in den letzteren die Erzbeschickung fehlt oder sehr gering ist, in den roten Wolken schlägt der Eisenglimmer-Goethit vor, in den violetten verursacht die Imprägnation mit Eisenglimmer-Goethit-Ilmenit den Farbeindruck. Ilmenit gibt es aber auch in den grünen Gewebsteilen ohne Eisenglimmerbegleitung. Er ist meist von derben, erdig weißen Titanit ummantelt, er ist übrigens zum Teil gröber als der Eisenglimmer, mit freiem Auge kann man ihn trotzdem doch nur selten erkennen, mit der Lupe aber recht gut.

Ansonst bemerkt man in den Proben vereinzelt auch Kornflasern aus Kalkspat, die weiß sind, oder zart rosa durchfärbt; dieser Farbton wird hervorgerufen durch winzige Eisenglanzschüppchen als Einschlüsse in wolkiger Verteilung. Die Proben platten ausgezeichnet

eben, es handelt sich bereits um Schieferung, nach welcher sich die Ablösungen vollziehen. Auf Klüften siedeln Brauneisen und Kalkspat als dünnhäutige Bestege.

b) *Kornsorten und Korngrößen.*

Beobachtet wurden	Durchmesser in mm	
	Einzelkorn	Aggregate
Quarz	0·080 — 0·075 — 0·050	0·240 — 0·330
Albit mit 7% Or	0·098 — 0·075 — 0·050 — — 0·032 - 0·025 — 0·016	0·480 — 0·960
Serizit	0·025 × 0·0075 0·005 × 0·0012	
Prochlorit	0·064 × 0·048 0·048 × 0·032	3·0 bis 10·0 × 3·0 × × 0·3 bis 0·6
Kalkspat	0·10 — 0·09 — 0·08 — 0·075 — — 0·064 — 0·05 — 0·025	4·8 × 0·96 1·92 × 0·32 0·8 × 0·40
Apatit	0·025	
Ilmenit und Titanit	0·25 — 0·20 — 0·120 — — 0·08 — 0·04	
Eisenglimmer und Goethit	0·08 — 0·03 —0·003	

Albit. Optisch war kein Anorthitgehalt nachzuweisen; der Or-Gehalt ergab sich aus der Analyse im Verein mit der optischen Ausmessung. Es liegt also kalihaltiger Albit vor.

Prochlorit. Aus der Analyse ergibt sich die Formel:

$$(OH)_{7\cdot5}\,(Mg^{4\cdot3}\,\ddot{F}e^{4\cdot3}\,Mn^{0\cdot0}\,\ddot{F}e^{0\cdot6}\,Al^{2\cdot0})_6\,(Al^{2\cdot5}\,Si^{4\cdot9})_4\,O_{10}$$

oder Hochzahlen auf Summe gleich Tiefzahlen gebracht:

$$(OH)_{7\cdot5}\,(Mg^{2\cdot3}\,\ddot{F}e^{2\cdot3}\,Mn^{0\cdot0}\,\dddot{F}e^{0\cdot3}\,Al^{1\cdot1})_6\,(Al^{1\cdot35}\,Si^{2\cdot65})_4\,O_{10}$$

Das ist sehr ähnlich dem Prochlorit *Hödls* (L. 7) vom Piz Urschai (Silvretta):

$$(OH)_{8\cdot1}\,(Mg^{2\cdot2}\,\ddot{F}e^{\cdots 2\cdot4}\,Al^{1\cdot4})_6\,(Al^{1\cdot4}\,Si^{2\cdot6})_4\,O_{10}$$

und damit stimmen auch die optischen Eigenschaften überein.

Goethit ist hier richtig γ — FeO . OH, also Rubinglimmer oder Lepidokrokit; er ist optisch nur schwierig vom Eisenglimmer zu unterscheiden, doch gibt es einen leichten Farbunterschied.

Ilmenit enthält etwas Fe_2O_3 isomorph beigemischt, bzw. wieder entmischt, wie unter dem Metallmikroskop zu erkennen war.

c) *Kornverband.*

Das ungemein gleichmäßige Grundgewebe besteht ganz wesentlich aus feinem Albitpflaster, dem etwa gleichgroße Quarz- und Kalkspatkörnchen eingepflanzt sind, mit Ausnahme der eingangs erwähnten Kalkspat-Kornflasern recht gleichmäßig mit dem Albit gemengt. Die Albitkörner bergen in recht gleichmäßiger Dichtigkeit winzige Schüppchen von Serizit, zum Teil zu mehreren in *ein* Albitkorn eingewachsen, zum Teil über dessen Grenzen in das nächste Korn reichend. Auch die Eisenglimmerschüppchen verhalten sich so. Denkt man sich ein solches Albitkorn isoliert, so sieht es aus wie ein mikroskopisch kleiner Stechapfel, denn aus dem rundlichen Umriß ragen scharfkantig und splitterig die Serizite und Eisenglimmer heraus. Ein Teil der Eisenglimmer ist durch Goethit vertreten. In diesem Gewebegrund fallen dichter geordnete Schüppchenzüge aus Eisenglimmer-Goethit auf, die wie das Netzwerk eines schwarzen Schleiers, dessen Maschen in einer Richtung gedehnt wurden, über das Gesteinsgewebe gebreitet erscheinen. Diese Dehnungsrichtung des Schleiers stimmt mit der leichten Gesteinsschieferung überein. Von Strecke zu Strecke steckt ferner in diesem Gewebsgrund ein Ilmenitkorn, oder eine Körnergruppe davon, teilweise oder ganz durch Titanit (Leukoxen) pseudomorphosiert. In noch weiteren Abständen gewahrt man die größeren Schuppenflasern von Prochlorit, in die Schieferung eingeschlichtet. Diese Flasern bestehen *immer* aus *vielen* Prochloritschuppen, die fest aneinander gewachsen sind und zum Teil winzige Albit-, Quarz- und Kalkspatkörner umschließen, außerdem aber bemerkt man deutlich in den grünen Lagen solcher Proben, daß der Prochlorit das Grundgewebe in feiner Verteilung durchwirken kann, was eben die gleichmäßig grüne Pigmentierung verursacht, die mit freiem Auge sichtbar ist.

Neben diesen Allgemeinzügen gibt es in einzelnen Dünnschliffproben besondere zu sehen, z. B. noch deutliche Serizitschiefer-Schöllchen bis Serizitphyllitbrösel, kleine Quarzitbrösel, und diabasische Lapillen. Solche gröber klastische Gewebsteile erreichen aber bloß Durchmesser von wenigen Millimetern. Gelegentlich sieht man diese Gebilde in flach gewordenen Schöllchen, in Übergangszuständen bis zur völligen Unkenntlichmachung durch Einschieferung in das Grundgewebe.

Infolge dieser Verbandsform reagiert das Gestein mit erhöhter Härte und Zähigkeit. An sich haben etwa 60% der Kornsorten die Mohs-Härte über 6, davon ritzen etwa 55% Glas. Der Ritzversuch läßt sich mit einem Objektträger und einem Gesteinssplitter leicht

bewerkstelligen. 31·5% der Kornsorten haben Härten *unter* 3 (darunter Serizit, Prochlorit) oder 3 (Kalkspat). Ihr Einfluß tritt aber infolge der Einbindung in das Gewebe der härteren Kornsorten nicht hervor. Dadurch wird das Verhalten des Gesteins gegenüber der Verwitterung und anderer Abnutzung recht wesentlich bestimmt.

d) *Chemische Analyse und Auswertung.*

Waldsteinit, grauviolett, bei Waldstein.

(Analyse und Berechnung: *F. Angel.*)

	Gew.%	Atprop.	Austeilung								
SiO_2	47·04	784	—	28	—	—	414	135	49	74	—	158
TiO_2	4·58	57	—	28	29	—	—	—	25		—	—
Al_2O_3	16·23	318	—	—	—	—	138	135	20		—	—
Fe_2O_3	6·40	80	—	—	—	—	—	—	6	111	74	—
FeO	5·11	71	—	—	29	—	—	—	42		—	—
MnO	0·10	1	—	—	—	—	—	—	1		—	—
MgO	1·67	42	—	—	—	—	—	—	42		—	—
CaO	6·35	113	80	28	—	5	—	—	—		—	—
Na_2O	3·97	128	—	—	—	—	128	—	—		—	—
K_2O	2·59	55	—	—	—	—	10	45	—		—	—
P_2O_5	0·21	3	—	—	—	3	—	—	—		—	—
CO_2	3·52	80	80	—	—	—	—	—	—		—	—
H_2O+	2·21	246	—	—	—	—	—	90	138		188	—
H_2O-	0·13	—	—	—	—	—	—	—	-		—	—
	100·11		I	II	III	IV	V	VI	VII		VIII	IX

I = Kalkspat
II = Titanit
III = Ilmenit
IV = Apatit
V = Albit m. etw. Or.
VI = Serizit
VII = Prochlorit
VIII = Hämatit-Goethit
IX = Quarz.

TiO_2 und MnO kolorimetriert. FeO nach Aufschluß mit Fluß- und Schwefelsäure titriert. P_2O_5 in eigenem Aufschluß. CO_2 im eigenen Aufschluß mittels der üblichen CO_2-Apparatur gravimetrisch bestimmt. Außerdem in eigener Probe der Anteil des Gesteins an in verdünnter HCl löslichem Carbonat; es ergab sich dabei ein CaO = = 4·44%, das verlangt 3·498% CO_2, was mit der CO_2-Bestimmung sehr genau übereinstimmt. Nach Abrechnung des nicht karbonatisch gebundenen CaO auf Apatit und des Restes auf Titanit verbleibt kein CaO mehr für Feldspat oder ein anderes Silikat. Das stimmt mit den optischen Beobachtungen. H_2O^- als Glühverlust, über 110°. Alkalitrennung nach der Chloridsumme-Perchloratmethode. CaO als Oxalat und Sulfat, MgO als Pyrophosphat. Al_2O_3 indirekt aus der Sesquioxydsumme.

Karbonat lag also *nur* als Kalkspat vor.

e) *Prozentische Kornsortenanteile.*

Aus d) wurden die Gemengteile gewichtsprozentisch und raumprozentisch berechnet; ferner wurde ein Dünnschliff des chemisch untersuchten Probestückes am Integrationstisch durchgemessen. Die betreffenden Zahlensäulen werden vergleichend dargeboten, ebenso die zur Umrechnung benutzten spezifischen Gewichte.

Waldsteinit wie oben.

Kornsorte	Berechnet Gew. %	Berechnet Raum-%	Gemessen Raum-%	s (Lit.)
Quarz	9·48	10·2	9·5	2·65
Albit	33·55	37·3	39·0	2·56
Kalifeldspat	2·78	3·0		2·61
Serizit	17·94	18·2	19·5	2·80
Kalkspat	8·00	8·3	8·8	2·70
Apatit	0·49	0·4	0·1	3·20
Prochlorit	11·60	11·9	12·0	2·87
Titanit	5·33	4·4	7·4	3·50
Ilmenit	4·41	2·8		4·50
Eisenglimmer	4·64	2·5	3·7	5·30
Goethit	1·60	1·0		4·30
Ads. Wasser	0·13	—	—	—
Summe	99·95	100·0	100·0	

Die Übereinstimmung zwischen chemischer und optischer Analyse befriedigt. Daß die Serizitmenge nach der Integration höher und dafür der Feldspatgehalt etwas niedriger ausfällt als nach der chemischen Analyse, beruht auf der Kornfeinheit des Serizites. Es ist eine allgemeine Erfahrung, daß man bei der Auszählung so feinen Materials zu hoch ankommt.

f) *Unterschiede der Abarten.*

Die grünen Abarten sind gegenüber den violetten nur verschieden durch Ausfall der Erzimprägnation und durch eine merklich geringere Albitmenge, dafür höhere Serizitmengen und etwas mehr Texturrelikte. Das heißt, daß Erzimprägnation und Albitbildung einen Hand in Hand vorschreitenden Vorgang bedeuten, mit welchem auch die Vernichtung von Texturrelikten verbunden ist.

g) *Systematische Stellung.*

Die Berechnung der petrographischen Parameter nach *F. Becke* (L. 1) liefert folgende Werte:

Si = 51·0	a_o = 5·0	or = 2·2	ca = 1·8
U = 31·0	c_o = 1·8	ab = 5·1	mg = 1·8
L = 18·0	ff_o = 3·2	an = 2·7	fe = 6·4

$S = 56{\cdot}0$ Mol. % SiO_2

Si-Sättigung = 62·5 Mol.

$s = 784$, $s_0 = 891$, $k = s/s_0 = 0{\cdot}88$, $\Delta Q = 784 - 891 = -107$

Das Gestein ist demnach an SiO_2 beträchtlich untersättigt.

Von den bisher bekannten steirischen *Diabasen* liegt der darstellende Punkt in Si-U-L ziemlich stark abseits. Reine Diabas-Tuffsubstanz liegt demnach nicht vor. Hingegen liegt dieser Punkt auf der Verbindung der Diabaspunkte mit Tonschiefern bis Phylliten. Vgl. L. 1, Diagramme T. 14, 15. Es wird damit schon der erste Anhalt gegeben über die Mischnatur dieses Gesteins. In $a_0\ c_0\ f_0$ liegt unser Gesteinsort ebenfalls abgerückt von Diabasen und gabbroiden Orten, gegen die Orte von Dioriten bis Tonaliten hin, wozu aber die übrigen Parameter nicht stimmen wollen. In oraban sieht man ein Abrücken, das sowohl auf einem zu hohen or- als auch besonders ab- und niederen an-Wert beruht. Will man dies mit Diabas in Zusammenhang bringen, dann heißt dies, man muß erst Kali und dann auch Na wegführen, um in die Gabbro- oder Diabassphäre zu gelangen. Das ist ein Hinweis darauf, daß das Gestein eine nicht gabbroide Kalikomponente besitzt, die sich wohl erstlinig nur auf Serizit beziehen kann. Dieser ist also über das für Gabbroide zulässige Maß hinaus zugemengt. Anders steht es um das überschüssige Na: dieses ist im Albit gebunden, aber es ist zuviel Albit da, um das Gestein gabbroid zu lassen; folglich ist Na-Zufuhr in Erwägung zu stellen. In ca-fe-mg erscheint gegenüber gabbroid-diabasischen Orten das Eisen zu hoch; kürzt man es, dann kommt man mit unveränderter Proportion ca : mg : vermindertem Eisen in gabbroides Gebiet. Also ist zu erwägen, ob Eisenzufuhr stattgehabt hat und wie.

Petrographische Parameter nach P. Niggli.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	co_2	p	h_2
Waldsteinit	140·5	29·0	35·0	20·0	16·0	0·30	0·22	10·0	14·0	0·5	22·0
Typus Normaldioritisch nach Niggli	155·0	30·0	35·0	21·0	14·0	0·30	0·50				

Wie nach *Becke* fällt auch nach *Niggli* der Gesteinsort nahe an die Diorite heran! Auffallend ist immerhin aber der niedere mg-Wert und der doch gedrückte Si-Wert. Dem Kornbestand nach sowohl, als auch der geologischen Situation, dem Habitus, der Gesteinsvergesellschaftung nach besteht aber zu Dioriten gar keine Beziehung. Es muß also auch hier ein Faktorenbüschel sich so summieren, daß diese merkwürdige Zusammenstellung von Parametern statthaben konnte. Es gilt nun, die verknüpften Fäden wieder zu lösen.

h) *Durchführung von Rückrechnungen.*

Unterstellt man, daß die Kornsorten Serizit und Quarz von tonschiefriger Beimengung herrühren, wofür die serizitreichen Schieferschöllchen gerade in den weniger albitbeschickten und weniger erzimprägnierten Gesteinsabarten zeugen, ebenso wie auch einige Quarzitbrösel für Sedimentbeimengung sprechen, und schließt man ferner aus der Beobachtung von diabasischen Lapillen und prochloritischen Massen als Pseudomorphosen nach Augit, daß die andere Komponente des Gesteins diabasischen Charakter haben müsse, so muß sich nach Abzug von Serizit und Quarz ein diabasisches Residuum ergeben, wenn sonst nichts weiter passiert ist.

Die Berechtigung, die Prochloritmassen als pseudomorph nach Diabasaugiten anzusprechen, leiten wir aus mehrfachen Beobachtungen im Bereich des Grazer Paläozoikums ab. Am Nordgehänge des Schöckel, bei der Deiselkeusche, findet man ein etwa als anchimetamorph zu bezeichnendes Diabastuffitlager, welches in großer Menge chloritumrindete Augitkristalle als Auswürflinge enthält. Die Kristallform ist gut erhalten, die Kristalle sind relativ groß, viele weit über 1 cm, so daß sie noch mit Handgoniometer gemessen werden können. Von solchen gut erhaltenen Gebilden gibt es alle Übergänge zu Pseudomorphosen, die noch Augitbrösel enthalten, bis zu solchen, deren Form schon stark verdrückt ist und in welchen keine Augitreste mehr enthalten sind, endlich bis zu ganz flach ausgewalzten grünen, dunklen Flecken (Fleckengrünschiefer). In diesem Stadium liegt auch das Waldsteiner Gestein vor.

a)

Die Rechnung sei also auf Grund der Analysenauswertung S. 445 zunächst so geführt, daß vom Kornbestand Quarz-Serizit subtrahiert wird. Es verbleiben für das diabasische Komplement

	Atomprop.	hieraus Parameter n. Niggli
SiO_2	28 + 414 + 49 = 491	si = 99·0
TiO_2	28 + 29 = 57	
Al_2O_3	138 + 45 = 183	al = 18·5
Fe_2O_3	80 = 80	fm = 39·0
(Fe,Mn)O	29 + 43 = 72	c = 29·0
MgO	42 = 42	alk = 13·5
CaO	80 + 5 + 28 = 113	k = 0·07
Na_2O	128 = 128	mg = 0·22
K_2O	10 = 10	

Die Bestimmung des Magmencharakters dieses Restes nach den Nigglischen Tabellen führt am nächsten noch zum melteigitischen Magma, wenn auch recht unbefriedigend.

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Waldsteinit-Rest	99·0	18·5	39·0	29·0	13·5	0·07	0·22
melteigitisches M.	100·0	20·0	32·5	30 0	17·5	0·25	0·40

Die Abweichungen bei fm in Verbindung mit mg, bei alk in Verbindung mit k, sind zusammen doch zu groß, um eine Beziehung zwischen den verglichenen Massen zu erkennen. Aber auch kein anderer Magmentypus paßt auch nur annähernd zum Vergleich. Diese Art der Restkonstruktion entspricht also nicht.

b)

Die Rückrechnung wird geführt unter der Annahme, es sei Na gemäß der Spilitreaktion zugeführt worden, also:

$$\underset{\text{Labradorit des Diabases, An-Anteil}}{Ca\,Al_2Si_2O_8} + \underset{\text{hochhydrothermale Zufuhr}}{Na_2CO_3} + \underset{\text{aus dem Gesteinsquarz und aus Umsetzungen}}{4\,SiO_2}$$

$$= \underset{\text{Albit}}{2\,Na\,Al\,Si_3O_8} + \underset{\text{Kalkspat}}{Ca\,C\,O_3}$$

Beide im Gestein beobachtet.

Die Kalikomponente des Albit kann in dieser Überschlagsrechnung vernachlässigt werden; hingegen wird das Fe_2O_3 des Eisenglimmers eliminiert, um den Erfahrungen in den Beckeschen Dreiecken Rechnung zu tragen. Die Rechnungsführung wird vorgelegt:

	Ilm.	Pyroxen	An	Ab	Summe	Gew. %	Daraus:
SiO_2		114	112	183	409	45·89	si = 120·5
TiO_2	57				57	8·53	al = 25·5
Al_2O_3			112	61	173	16·49	fm = 35·5
Fe_2O_3	6				6	0·89	c = 30·0
(Fe, Mn)O	57	15			72	9·69	alk = 9·0
MgO		42			42	3·14	k = 0·0
CaO		57	56		113	11·84	mg = 0·40
Na_2O				61	61	3·52	ti = 17 (!)
						100·09	

Das entspricht mit einiger Annäherung dem bei *Tröger* (L. 19) ausgewiesenen Epidiorit (Gümbel) = Uralitdiabas von *Naila*, Fichtelgebirge, Nr. 395. Vgl. die Zahlen weiter unten.

Ein Vergleich des Mineralbestandes befriedigt aber weniger:

	Waldstein	Naila
Labradorit	56·9 (mit 48 An)	50·0 (mit 55 An)
Diops. Augit	25·1	45·0 (Uralit + Augit)
Ilmenit	18·0	5·0 (Erz)
	100·0	100·0

Es stört also noch der übermäßig hohe Ilmenitgehalt bzw. sein Ti!

c)

Es wird daher eine Variante gerechnet, in welcher auch dieser Störung Rechnung getragen wird, indem nun versuchsweise etwa die halbe Ti-Menge ausgeschieden wird, das heißt sie wird als nachträglich zugeführt erachtet, wie der Eisenglimmer. Das Fe (II), welches mit diesem Ti zu Ilmenit zusammentritt, belassen wir jedoch im Gestein. Die Rechnung sieht aus wie folgt:

	Ilm.	Pyroxen	An	Ab	Atprop.	Molprop.	Daraus n. Niggli
SiO_2		136	126	171	433	433	si = 123
TiO_2	28				28	28	
Al_2O_3			126	57	183	91	al = 26·0
Fe_2O_3	6				6	6	fm = 34·0
(Fe,Mn)O	28	44			72	72	c = 32·0
MgO		42			42	42	alk = 8·0
CaO		50	63		113	113	
Na_2O				57	57	28·5	k = 0·0
							mg = 0·35
							ti = 8·0

Daraus der gew.% Kornsortenbestand.

	Waldstein	Ossipit, Tröger No. 352.
Labradorit	63·6	63·0
Pyroxen	28·0	14·0 Diallag
		10·0 Olivin
		5·0 Biotit
Ilmenit	8·4	8·0 Erz
	100·0	100·0

Diese Übereinstimmung befriedigt sehr, wenngleich der Ossipit eine magmatische Tiefenform ist, und kein Diabas. Aber ein solcher Magmencharakter kann ja auch einem Diabas zukommen.

Zusammenstellung.

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Waldsteinit Var. 1.	120·5	25·5	35·5	30·0	9	0·0	0·35
Var. 2.	123	26	34	32	8	0·0	0·35
Ossipit 352, Tröger	113	27·5	34	29·5	9	0·11	0·52
Uralit-Diabas 395	118	24	38	29	9	0·17	0·40

Die Bestimmungen an Hand der Nigglischen Magmentabellen (Lit. 11) führen bei den ersten drei Fällen auf belugitisch bis ossipitisch, beim vierten auf mihairitisch bis ossipitisch, es handelt sich also um gabbroide bis leukogabbroide Magmen.

Das dem Waldsteinit zugemengte Aschenmaterial hat also dann diabasischen Charakter bekundet, als die Natronmetasomatose und die Erzbeschickung gleichsam rückgängig gemacht wurden, sonst blieb der Chemismus undeutbar.

Schluß.

Damit kann nun die Geschichte dieses Gesteins rekonstruiert werden.

Es ist nun ableitbar, daß der Waldsteinit aus einer Masse sich entwickelte, die folgende Stadien durchlief.

1. Eine der Diabaseruptionen im Grazer Paläozoikum lieferte — nach *Seelmeiers* Angaben der Lagerungsverhältnisse muß das *vor* den nicht genau horizontierbaren silurischen Tonschiefern gewesen sein (L. 17) — einen Trockentuff, der aus dem durchschlagenen Untergrund auch Tonschiefermaterial mitbrachte. Die Tonschieferzusammensetzung konnte etwa sein 60% Serizit, 35% Quarz, 5% Erz, Graphit, Eisenhydroxyde u. a., das diabasische Aschenmaterial hatte belugitisch-ossipitischen Magmencharakter. Das Gestein war locker, enthielt Lapillen und Tonschieferschöllchen sowie kleine Quarzitbrösel, daneben auch Augitauswürflinge, alles eingebacken in feinstes Aschenmaterial. Petrographisch lag ein *Tuffit* vor. Es fehlt jedes Anzeichen eines Unterwasserabsatzes oder einer Umschlämmung.

2. Der Eruption folgten Gasemanationen bzw. Dampfentbindungen, welche Ti und Fe mitbrachten und im Tuffit, der ihnen als Vorlage diente, absetzen. Das muß vor der Umwandlung der Augite geschehen sein, denn diese sind nicht zersetzt und imprägniert worden. Hingegen liefen wohl Oxydationen, die das Pigment des Tonschiefermaterials gänzlich entfernten, und ein Teil des Aschenseisens mußte zum Abfangen des Ti als Ilmenit herhalten. Die erzabsetzenden Prozesse liefen wohl pneumatolytisch.

3. Es folgte ein hochhydrothermales Stadium mit der Na-Metasomatose. Dabei wurden die Augite wohl schon angegriffen, die Labradorite umgesetzt in Albite und Kalkspat. Solche Stadien kenne ich aus untersteirischen Diabasen (L. 1, 3). Es bleiben Pseudomorphosen von Albit-Kalkspat nach den basischen Plagioklasen zurück. Der Betrag des zugeführten Na ist recht bedeutend, wie die Führung der Rückrechnungen zeigte. Es handelt sich um etwa die Hälfte des Waldsteinit-Na, die als zugeführt gelten muß.

Auf diese Na-Quelle aus an sich gar nicht so Na-reichen, basischen Gesteinen werde ich noch an anderer Stelle zurückkommen, nämlich bei Erörterung der Natronquellen für die Albitisierung von Schiefern in Gebieten mit Amphiboliten und Verwandten. Im Waldsteiner Gebiet ist die Natronquelle eine Diabas-Restlösung, die Kohlensäure wurde aus reagierenden Kalken oder Marmoren des Untergrundes mobil gemacht und bezogen.

4. Von den beschriebenen und indirekt erschlossenen Stadien sieht man keine Relikte mehr, was Textur oder Struktur gerade in den typischen Waldsteiniten betrifft. Der Grund liegt in der so tiefgreifenden Umkristallisation des Gewebes. Die Lapillenfeldspäte sind ja größer gewesen, als die heute beobachteten Albite, nur die Prochloritkornflasern verraten noch Beziehungen zu den Augiten. Die Umkristallisation, die sich nun vollzog, wirkte auf die neue Gewebsbildung egalisierend, wie das oft bei sehr feinkörnigen Gesteinen zu beobachten ist. Von der Durchbewegung zeugt nicht allein die Schieferung, sondern auch die Plättung der Augitpseudomorphosen sowie die Verwischung der Spuren von Lapillen, Quarzit- und Tonschieferschöllchen, und die Ordnung der Erzkornzüge, wie das ja schon S. 444 beschrieben wurde. So entstand ein Mineralbestand der ersten Stresszonenstufe, Fazies II, 1, das heißt es kam hierorts trotz stofflicher Gegebenheit noch zu keiner Epidotbildung. Chloritphyllit-Unterfazies. In diesem Stadium erst vollzog sich die völlige Umkristallisation des Augitmaterials zu Prochlorit, die Neubildung des gemengten Albit-Quarz-Kalkspat-Kleinpflasters, die Umwachsung von Serizit und Erz durch diese jüngsten Albite und Kalkspate.

Wenn man dieses Gestein im Sinne der Definition nach *Osann-Rosenbusch* (L. 15) als Schalstein beschreiben will, was ich überlegt habe, so wird der Begriff Schalstein doch ungebührlich weit gedehnt, und überdies stiegen mir beim Studium der *Lehmann*schen Auslassungen über Schalstein (L. 9) noch mehr Bedenken auf. Ich finde, daß man solche komplizierte genetische Verhalte, wie sie hier aufgezeigt wurden, zum Anlaß säuberlicher systematischer Trennungen machen muß, und dazu gehört eine entsprechende Namengebung. In diesem Sinne habe ich die Bezeichnung *Waldsteinit* für

einen bestimmt umschriebenen, systematisch-gesteinskundlichen Inhalt am Muster des Waldsteiner Vorkommens gewählt und hiemit vorgeschlagen.

Literatur.

1. *Angel, F.*, Gesteine der Steiermark. Graz 1924, S. 1—302. Natw. Verein f. Steiermark *60*. Hierin auch die *Becke*schen Berechnungsmethoden. — 2. *Angel, F.*, Natw. Verein f. Steiermark *69*, 1932, S. 10. — 3. *Angel, F.*, Jahrb. d. Geolog. Bundesanst. Wien, 1933, S. 5—18. — 4. *Angel, F.*, Carinthia II. Klagenfurt 1934, S. 123—124. — 5. *Angel, F.*, Wissenschaftl. Jahrb. d. Univ. Graz, 1940, S. 251 bis 304. — 6. *Barth, T. F. W., C. Corens* und *P. Eskola*, Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939, S. 1—422, bes. S. 371 ff. — 7. *Hödl, A.*, Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil. B. 77, A, 1941, S. 1—77, bes. S. 25. — 8. *Kaiser, E.*, und *R. Brinkmann*, Abriß der Geologie. Stuttgart 1940, S. 1—282, bes. S. 222. — 9. *Lehmann, E.*, Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. Wetzlar 1941, S. 1—391, bes. S. 217 ff. — 10. *Niggli, P.*, Lehrbuch der Mineralogie. Berlin 1920, S. 1—694, bes. S. 475 ff. — 11. *Niggli, P.*, Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitteil. *XVI*, 1936, S. 335—398. — 12. *Niggli, P.*, Schweiz. Min. Petr. Mitteil. *XV*, 1935, S. 295—318. — 13. *Niggli, P.*, Schweiz. Min. Petr. Mitteil. *XXI*, 1941, S. 183 bis 193, bes. S. 185 f. — 14. *Niggli, P.*, Das Magma und seine Produkte. I. Leipzig 1937, S. 1—379. — 15. *Osann, A.*, und *H. Rosenbusch*, Elemente der Gesteinslehre. 4. Aufl. Stuttgart 1923, S. 1—779, bes. S. 450, 451 f. — 16. *Schneiderhöhn, H.*, und *P. Ramdohr*, Lehrbuch der Erzmikroskopie. Berlin 1931, S. 1—714, bes. S. 339 bis 550. — 17. *Seelmeier, H.*, Berichte d. Reichsstelle f. Bodenforschung 1941 S. 74—79, Wien 1941. — 18. *Seelmeier, H.*, Ztschr. f. prakt. Geologie 1942, H. 12, S. 144—147. — 19. *Tröger, E.*, Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin, Verl. d. Deutschen Mineralog. Gesellschaft, 1935, S. 1—357.

Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München.

Zur „alpinen Metallogenese“ in den bayerischen Kalkalpen zwischen Loisach und Salzach.

Von

Albert Maucher.

(Eingelangt am 22. Juni 1953.)

Bei den Vorarbeiten für die Monographie der deutschen Blei-Zink-Lagerstätten, an denen sich meine Mitarbeiter und ich für den bayrischen Raum beteiligten, ergaben sich für die Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen Gesichtspunkte, die für die Fragen der „Metallogenese“ der alpinen Lagerstätten von allgemeiner Bedeutung sind. Es ist in erster Linie die Arbeit von *H. J. Schneider* (1953), der wir die neuen Erkenntnisse verdanken. Es wird darüber zusammenfassend in der Monographie berichtet werden. Hier sei das Wesentliche in Kürze wiedergegeben.

Im Raum zwischen Loisach und Salzach wurden alle, auch die kleinsten, aus der Literatur und den Bergamtsakten bekannten Fund- und Schürfpunkte von Blei-Zink-Erzen untersucht und ihr geologischer Rahmen einer eingehenden Bearbeitung unterzogen. Erzmikroskopische und spektrochemische Analysen sind parallel dazu angestellt worden und gehen noch weiter. Bei den Arbeiten im Gelände wurde natürlich die politische Grenze Österreich-Deutschland mehrfach überschritten und so sind auch Lagerstätten der Nordtiroler Kalkalpen mit in die Betrachtungen einbezogen worden (Arnspitze, Lafatsch, Selstein u. a.). Für sie gelten dieselben Beobachtungen wie für die bayrischen Vorkommen. Meist handelt es sich um sehr erzarme, *derzeit nicht* bauwürdige Lagerstätten. Dieser wirtschaftliche Nachteil hat sich für die wissenschaftliche Bearbeitung insofern als günstig erwiesen, als dadurch die verschiedenen Erzbildungsvorgänge klarer unterscheidbar geblieben sind, als das in den reichen Lagerstätten der Kärntner Trias der Fall ist. Das Nebengestein, der Wettersteinkalk, wurde bisher für sehr einheitlich gehalten. Es hat sich nun gezeigt, daß seine oberste Abteilung durchaus nicht so uniform ausgebildet ist. Sie enthält Be-

reiche, die weder als Riff-Fazies noch als chemisch-physikalische Kalkfällung erklärbar sind.

Diese neue Fazies ist über 100 km streichender Entfernung (Wetterstein—Wendelstein) zu verfolgen. Sie ist linsenförmig einem intra-oberladinischen, submarinen Relief eingelagert, stellt sich sprunghaft innerhalb engbegrenzter Horizonte ein, muß ihre Entstehung also kurzperiodischen, rupturellen Änderungen der Sedimentationsbedingungen verdanken. Diese Änderungen gehen auf geringe submarine Bodenbewegungen zurück, die mit schwachem, episodischem Vulkanismus in Verbindung stehen. Vulkanismus ist in dieser Zeitstufe aus dem Bereich der Dinariden allgemein bekannt.

Holler (1936) hat in Kärnten, *Taupitz* (1953) in den Lechtaler Alpen diese relativ gleichzeitige Faziesänderung festgestellt, so daß ihr regionale Verbreitung zukommt. Es ergibt sich aus ihr die Möglichkeit einer Feinstratigraphie des oberen WK auf petrographischer Grundlage. Es handelt sich dabei um eine Spezialfazies, die als „Zwischenschichten" im Sinne *Sanders* (1936) dem grobgebankten oder massigen Wettersteinkalk eingeschaltet ist. *Schneider* (1953) unterscheidet folgende Schichten:

a 1. Sedimentäre Kalk-Dolomit-Rhythmite.

a 2. Kalkig-dolomitische Pelite und Krusten (biogene Anlagerung, *Sander,* 1936).

a 3. Mechanische Resedimente daraus (sedimentäre Kalk-Dolomit-Breccien), übergehend in reine Kalk-Dolomit-Oolithe.

b 1. Kalkiger Sapropelit mit schwankendem Gehalt diffus verteilter Schwermetallsulfide, übergehend in

b 2. Reine Bitumenschiefer, wechsellagernd mit Kalk-Dolomit-Peliten in Millimeter-Rhythmiten, wie sie bisher in der alpinen Trias nur aus dem norischen Hauptdolomit bekannt waren.

b 3. Diese Fazies mechanisch umgelagert resedimentiert als „schwarze Breccie" in (meist drei) scharf begrenzten, geringmächtigen Horizonten regional verbreitet (*Holler,* 1936, *Schneider,* 1953, *Taupitz,* 1953).

c 1. Grünlichgraue Mergel bis Tonschiefer und gleichfarbige Mergelkalke, zusammen mit der „schwarzen Breccie" auftretend.

c 2. oft als Einbettungsmasse der „schwarzen Breccie".

Von ganz besonderer Bedeutung ist das erstmals erkannte, weit verbreitete Auftreten synsedimentären Flußspates als gesteinsbildendem Bestandteil:

d 1. Dichter Flußspat als Hauptbestandteil einer Kalksapropelbank (b 1) und in Bitumen-Rhythmiten (b 2).

d 2. Akzessorischer Flußspat in pyritreichem Kalksapropelit.

Es zeigte sich außerdem, daß neben dieser vertikalen Faziesänderung des oberen Wettersteinkalkes auch eine horizontale Differenzierung vorliegt. Das Oberladin kann demnach sicherer als bisher in eine Nordrandfazies und eine Zentralfazies paläogeographisch gegliedert werden. Innerhalb der Zentralfazies lassen sich Schwellen- und Muldengebiete trennen. Das präkarnische Relief, über das die Raibler transgredieren, verläuft durchaus nicht parallel einer zeitlich einheitlichen Schichtgrenze, sondern es greift diskordant über verschiedenartige, oberladinische Schichtglieder hinweg. Nicht nur im Bereich der Randfazies, auch in küstenferneren Gebieten der Zentralfazies müssen vor der Raibler-Transgression ladinische Schichten örtlich Land gewesen und abgetragen worden sein. Ihr synsedimentärer, sulfidisch gebundener Eisengehalt wurde in karbonatischer oder oxydischer Form resedimentiert. Die Eisengehalte führen sogar zur Bildung von Lagerstätten, die in historischer Zeit im Abbau standen. Es handelt sich um konkordante Lager, die stets das Liegende der Raibler-Transgressionsfläche bilden. Sie werden als „Raibler-Grenzlager" bezeichnet.

In der Nordrandfazies sind es bankweise abgesetzte Eisenkarbonate (Ankerit-Ferrodolomit), teils oolithisch, teils wolkig-diffus abgeschieden. Darüber transgredieren die Raibler mit Sandsteinen und schwarzen, gering pyritführenden Mergeln.

In der Zentralfazies sind es Kalksapropelite, deren hoher synsedimentärer Pyritgehalt präkarnisch lokal zu Roteisen verwittert ist. Die Raibler transgredieren hier mit pyritführendem „Grenzoolith" und dann pyritreichen schwarzen Mergeln.

Außer diesem „Raibler-Grenzlager" findet sich, ebenfalls im Oberladin konkordant eingeschaltet, das *„raiblernahe Lager"* im Verband mit der vorstehend beschriebenen „Spezialfazies".

In der Nordrandfazies liegt dieses Lager etwa 4 bis 8 m unter der Raiblergrenze. Es handelt sich vornehmlich um *Pyrit* in Kalksapropelit. Akzessorisch kann *Flußspat* auftreten. Der Flußspat ist bisher nur südlich einer rein hypothetischen Grenze gefunden worden.

In der Zentralfazies beträgt der Abstand zur Raiblergrenze 15 m bis 35 m. Hier liegen die eigentlichen Blei-Zink-Lagerstätten in zweierlei Typen. Ein Typ enthält rein schichtig ausgebildet Bleiglanz mit untergeordnet Zinkblende und Pyrit, dazu in der Gangart Flußspat; der andere Bleiglanz mit Zinkblende, untergeordnet Pyrit und Flußspat, in Nestern, Linsen und Schläuchen. Typische Verdrängungsstrukturen kennzeichnen diesen zweiten Typ. Es treten Schalenblenden und Kokardenerze auf. Daneben sind sedimentäre Strukturen erhalten. Schichtige Erze werden von Derberz-

massen auf mehrere Meter diskordant durchsetzt. Es ist aber jegliche Klufttektonik jünger als das schichtige Erz.

Der Lagerstättentyp, der deutlich der oberladinischen Feinstratigraphie einordenbar ist, ist geographisch auf die Bereiche westlich des Inntales bei Kufstein beschränkt. Östlich des Inn tritt, bedingt durch eine andersgeartete jüngere geologische Geschichte im weiteren Umkreis der Berchtesgadner Decke, ein nicht mehr schichtiger, sondern nur noch diskordanter Lagerstättentyp auf. Dort sind die oberladinischen Schichten mit ihrer Feinstratigraphie bereits bis unter die vorstehend beschriebenen schichtigen Erzhorizonte abgetragen. Erzanreicherungen finden sich hier in großen, steilstehenden, mehrfach durchbewegten Störungszonen, in denen deutlich erkennbar eine tiefgreifende Verkarstung des Wettersteinkalkes in geologischer Zeit stattgefunden hat. In dieses Karstsystem wurden Roterderelikte eingeschwemmt, die auf eine bauxitische Festlandverwitterung hinweisen. Diese Einschwemmungen sind noch von zwei Bewegungsphasen erfaßt, so daß die Verkarstung vorher, sehr wahrscheinlich in der oberen Kreide (Gosau) eingesetzt haben muß.

In diesen Lagerstätten überwiegen die oxydischen Huterze über die Sulfide. Es finden sich außer Sulfiden Cerussit, Schwarzbleierz, Hydrozinkit, Kieselzinkerz, Zinkspat, Brauneisen und andere. Verbunden damit sind Vanadium- und Molybdänmineralien, vor allem Descloizit und Wulfenit.

Von besonderer Bedeutung für die Metallogenese der ostalpinen Lagerstätten sind die Beobachtungen und Untersuchungsbefunde in den „raiblernahen Lagern". Es läßt sich für die von uns bearbeitete Lagerstättenprovinz der nördlichen Kalkalpen folgende wesentliche Feststellung treffen:

Das Vorkommen der Pb-Zn-Fe-Sulfide im oberen Wettersteinkalk ist nicht auf eine zonare Anordnung tele- oder apomagmatischer hydrothermaler Absätze zurückzuführen. Die Lagerstätten sind vielmehr primär gebunden an eine typische Spezialfaziesentwicklung des Oberladin und synsedimentär mit einer kalkigen Sapropelfazies abgelagert.

Wie auch bereits aus den Untersuchungen der kalkigen Sapropelfazies des Zechgesteins bekannt, fehlt diesen kalkigen Sedimenten weitgehend das Kupfer und mit ihm treten Co, Ni, Au, Ag, V und Mo zurück.

Bereits während der Verfestigung der erzführenden Kalkschlämme treten in dem sehr reaktionsfreudigen Medium Stoffverschiebungen, vor allem Sammelkristallisationen der Schwermetallsulfide auf. Es erfolgen dabei „Verdrängungen", rhythmische

Ausscheidungen in Form der Schalenblende I und damit Vererzungsbilder, die erzbringende Lösungen vortäuschen. Aber auch diese scheinbar nachträglich zugeführten Erze sind an die schichtigen Lager gebunden und eindeutig *prätektonisch* in bezug auf die Störungszonen, die bisher als „Zufuhrkanäle" angenommen wurden.

Die älteste erkennbare Klufttektonik zerbricht die schichtigen Lager und öffnet die Wege für einen Lösungsumsatz, der nunmehr *deszendent* Verschiebungen des Erzgehaltes und Erzkonzentrationen in Nestern, Schläuchen und Gangspalten ermöglicht. Hier bildet sich der Typ Schalenblende II, der eisenärmer ist als der Typ I. Jede weitere Umlagerung hat eine Verringerung des Eisengehaltes der Zinkblende zur Folge.

In einer späteren Phase spielen Oberflächenwässer eine wesentliche Rolle. Ihr Auftreten ist gekennzeichnet durch die Verkarstung des Wettersteinkalkes und die Einschwemmung der roten, lateritischen Verwitterungsprodukte. Die Verwitterung muß das Deckgebirge weitgehend abgetragen und es müssen für Lateritbildung günstige klimatische Verhältnisse geherrscht haben. Beide Bedingungen sind in den nördlichen Kalkalpen ab Gosau bis ins Eozän erfüllt.

Diese zweite deszendente Stoffverschiebung ergibt die Oxydations- und Zementationszonen, die früher im bayrischen Anteil die Bauwürdigkeit der Vorkommen zum größten Teil ausmachten. Mit dieser sekundären Stoffverschiebung verbunden sind die Molybdän- und Vanadiummineralien. Sie finden sich in unserem Gebiet nur im Bereich der sekundären Erze.

In geringer Konzentration sind Mo und V in den Raiblerschiefern, dem Hauptdolomit und bituminösen Lagen des Wettersteinkalkes nachgewiesen. Bei der wiederholt erwähnten, lateritischen Verwitterung gehen die Vanadiumgehalte vornehmlich in die Roterden und werden in ihnen festgehalten, während das Molybdän bis zu den Pb-Erzen geführt wird und dort Wulfenit bildet. So entspricht das Verhältnis der Vanadium- und Molybdänmineralien in den Oxydationszonen der Erzlagerstätten nicht dem der primären Verteilung im Deckgebirge.

Diese Erscheinung ist für die Geochemie des Vanadiums und des Molybdäns von grundlegender Bedeutung.

Die bereits erwähnte zweimalige tektonische Verstellung der oxydischen Erze zeigt, daß diese Oxydationsbildungen nicht rezent entstanden sind. Eine jüngste Hutbildung erfolgte aber auch noch in historischer Zeit.

Wie der Bergbau allgemein ergab, vertauben die Lagerstätten schnell gegen die Tiefe zu. Das ist bei der primär sedimentären Entstehung und der wiederholten deszendenten Stoffverschiebung durchaus verständlich. Eine Erzführung entsprechend einer thermalen Abfolge gegen die Teufe ist nicht beobachtet und auch nicht zu erwarten. In unserem Lagerstättenbezirk sind keinerlei aszendente Bildungen zu erkennen.

Wenn unsere Beobachtungen auch nicht direkt auf die Kärntner Blei-Zink-Lagerstätten zu übertragen sind, so ist es doch von großer Bedeutung, daß die von *Holler* (1936) gefundene Feinstratigraphie ihre deutlichen Äquivalente in den nördlichen Kalkalpen hat und somit auch bei den Kärntner Lagerstätten ähnliche stratigraphische Gegebenheiten vorliegen wie bei den bayrischen und nordtirolischen. Da auch in den Kärntner Vorkommen die schichtigen, an stratigraphische Horizonte gebundenen Erze prätektonisch sind, ergeben sich Hinweise, die auch für diese Blei-Zink-Erze zumindest teilweise eine sedimentäre Entstehung wahrscheinlich werden lassen. Da die Stoffzufuhr der sedimentären Erze mit submarinem Vulkanismus zusammenhängt und die südlichen Bereiche den Vulkangebieten näher liegen als die nördlichen, sind die größeren Ausdehnungen und Mächtigkeiten der südlichen Erzvorkommen durchaus verständlich. Die sekundären tektonischen Einwirkungen, die Mobilisierungen und Stoffumlagerungen sind intensiver als im Norden; die primären Erscheinungen sind stark überprägt und weniger deutlich erkennbar.

Aber auch ungeachtet der Frage der Genesis der Kärntner Blei-Zink-Erze, die noch einer eingehenden vergleichenden Untersuchung bedarf, sind die nordalpinen Vorkommen nicht in die „magmatische" Metallogenese einzubeziehen. Sie entspringen sicher nicht einem einheitlichen, „unitarischen" Vererzungsvorgang, sei es im Sinne einer „metamorphen" oder einer „magmatischen" Abfolge. Die „Zonenanordnung" *Petraschecks* (1945) ist im Norden nur scheinbar. Sie ist nicht an die Entfernung vom Erzbringer, sondern an einen stratigraphischen Horizont gebunden. Damit aber fällt ein wesentlicher Stein aus dem Gedankengebäude über die ostalpine Vererzung. Nachdem bereits die Magnesite (*Clar,* 1945, *Thurner,* 1949) als ältere Bildungen erkannt und daher die „Magnesitzone" nicht mehr in die „alpine Metallogenese" eingegliedert werden kann, muß nun zumindest im Norden auch die Pb-Zn-Zone als nicht zu einer einheitlichen Vererzung gehörig aus der Zonengliederung gestrichen werden. Die unitarische Auffassung kann sich also nur auf die Gold- und die Fe-Cu-Zonen allein stützen. Aber auch hier habe ich den Eindruck, daß die Verteilung

der Erzvorkommen weniger von den räumlichen Beziehungen zu einem „Herd" als vielmehr von faziellen und tektonischen Gegebenheiten abhängt. Primäre Stoffverteilung in den präalpinen Gesteinen und metamorphe Mobilisierungen im Sinne von *Angel* (1939), *Clar* und *Friedrich* (1933, 1945) spielen dabei die wesentliche Rolle.

Die „alpine Metallogenese" ist also kein einheitlicher Vorgang und es ist daher sehr verständlich, daß die verschiedenen Hypothesen, die *Schneiderhöhn* (1952) zusammenfassend wiedergibt, zwar alle „einen richtigen Kern" zu enthalten scheinen, keine aber die allein richtige ist. Es ist aber auch nicht möglich, sie „alle zusammen zu einer befriedigenden Synthese zu vereinen". Diese Synthese versucht *Schneiderhöhn* durch seine „Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage". *Petrascheck* jun. (1952) hat hiezu bereits seine Bedenken geäußert. Ganz abgesehen von ihrer Gültigkeit für den alpinen Bereich, kann auch ich ihr in grundlegenden Punkten nicht zustimmen.

Sie setzt in der Definition zur Gruppe II der „Regenerierten Lagerstätten" völlig hypothetische, ältere *magmatische* Lagerstätten voraus, die bestenfalls erahnt werden können. Das kommt daher, daß der Begriff des „regenerierten Orogens" unverändert auf die Lagerstättensystematik übertragen wird. Ein regeneriertes Orogen ist aber nicht gleichbedeutend mit einem regenerierten Pluton. Durch die Regenerierung von Orogenen werden auch nicht magmatische Stoffbestände erfaßt, die ohne der „primären Metallgefolgschaft eines Urorogens" angehört zu haben durch die „Wärme- und Lösungsbewegungen der neuen tektonischen Umwälzungen" zu pseudomagmatischen oder sogar echtmagmatischen Bildungen mobilisiert werden. Die dabei entstehenden Stoffkonzentrationen und Mischungen stellen keineswegs immer eine Regenerierung präexistenter Lagerstätten, zumindest nicht „magmatischer" Lagerstätten dar. Sie können aber auch, wie *Clar* (1945) schon feststellte, nicht als metamorph bezeichnet werden, da eine Metamorphose, wie beim Gestein, eine vorhandene Lagerstätte voraussetzt, die an Ort und Stelle verändert wird. Diese Lagerstätten sind aber neu entstanden; sie sind weder regeneriert noch metamorphosiert und daher in der *Schneiderhöhn*schen (1952) Gliederung nicht unterzubringen, solange die „regenerierten Lagerstätten" nur ehemalige *magmatische* Bildungen umfassen. Aber auch wenn die enge Begrenzung „magmatisch" fällt, bleiben noch die Bildungen unberücksichtigt, die erst durch die „metamorphe Abfolge" entstehen, ohne vorher Lagerstätten gewesen zu sein.

Dagegen umfaßt der Abschnitt II b 2: „pseudomagmatisch ± palingen in jungen Orogenen mit viel Magmatismus" Lagerstätten, die zu den magmatischen Lagerstätten der normalen Abfolge gehören. Wenn Plutone als synorogene und subsequente Magmen im wesentlichen durch Palingenese entstanden sind, so ist ihr Stoffbestand nicht nur aus alten Magmatiten, sondern vor allem auch aus Sedimenten und Metamorphiten entnommen: „Die Erdkruste ist auf Selbstversorgung eingestellt" (*Backlund,* 1941). Man kann diesen sich immer wiederholenden Vorgang nicht in der varistischen und nevadisch-laramischen Orogenese als „*normal*-magmatisch im Urorogen" bezeichnen und ihn in jüngeren Orogenen nur noch „*pseudo*-magmatisch" nennen. Hier wird ein geologisch-historischer Gedankengang in eine allgemein gültige Systematik eingebaut, was meines Erachtens unmöglich ist. Palingene Magmen führen zu magmatischen Lagerstätten, unabhängig davon in welche geologische Zeit ihre Bildung fällt. Sie sind abhängig nur vom primären, palingen wieder aufgearbeiteten Stoffbestand und den pt. Bedingungen. Die Gruppe I kann daher nicht an ein „Urorgen" gebunden sein. Sie muß auch die Bildungen der Gruppe II b 2 umfassen.

Nun ergibt sich allerdings die Frage, was wir heute zu den im weitesten Sinne magmatischen Lagerstätten rechnen müssen. Hier stimme ich völlig mit *Clar* (1945) überein, der auch die „metamorphe Abfolge" zu den im weitesten Sinne magmatischen Vorgängen rechnet. Jede Metamorphose, ganz gleich, ob sie bis zur Ultrametamorphose, zur Anatexis, gesteigert wird, ist Teil oder Vorstufe der „Magmenwerdung". Ebenso wie alles, was mit dem Magmenvergehen, dem Erstarren des Magmas, zusammenhängt, zur magmatischen Abfolge gehört, müssen auch die Vorgänge, die das Magmenentstehen, das Erweichen, begleiten und verursachen, dazugerechnet werden.

Der Lagerstättenabfolge des erstarrenden Magmas, der *„magmatischen Abfolge"*, geht die des werdenden Magmas, die *„metamorphe Abfolge"* voraus. Zu dieser Abfolge gehört ein großer Teil der Lagerstätten, die *Schneiderhöhn* als „regeneriert" bezeichnet. Hieher gehören auch die im vorhergehenden erwähnten, für die in der *Schneiderhöhn*schen Systematik kein Platz ist. Hieher gehört ein Großteil der alpinen Lagerstätten.

Für die genetische Gliederung der Lagerstätten, auch bei Berücksichtigung der geotektonischen Gegebenheiten, müssen die *Vorgänge* unterschieden werden, die die „Lagerstätten", das heißt die Stoffkonzentrationen verursacht haben.

Wird ein alter, vorhandener Stoffverband nur überprägt, so haben wir es mit einer „metamorphen Lagerstätte" zu tun.

Wird aber durch Metamorphose erst eine Stoffverschiebung zur Stoffkonzentration (Lagerstätte) bewirkt, so ist das keine metamorphe Lagerstätte, sondern eine „Lagerstätte der metamorphen Abfolge", also eine im weitesten Sinne des Wortes „magmatische" Lagerstätte. Ob dieser Lagerstättentyp häufig ist, ist noch umstritten. Einige Fälle von Gängen im kristallinen Grundgebirge (Blei-Antimon-Sulfide) gehören sicher hier her.

Werden vorhandene Lagerstätten mobilisiert, in andere (höhere) Niveaus verfrachtet und dort wieder ohne wesentliche Stoffverschiebungen abgesetzt, dann und nur dann sind es „regenerierte Lagerstätten".

Für die endogenen Lagerstätten würde folgende Hauptgliederung allen Bildungsmöglichkeiten gerecht werden:

Endogene Lagerstätten.

I. Im weitesten Sinne magmatische Lagerstätten.
   A. Metamorphe Abfolge (Magmenentstehung und Vorläufer).
   B. Normalmagmatische Abfolge (Erstarrung des Magmas und Nachhall).

II. Regenerierte Lagerstätten.
   (Sie sind beschränkt auf Bildungen, bei denen der Zusammenhang mit präexistenten, magmatischen Lagerstätten erkennbar ist und deren „Wiederbelebung" ohne Magmatismus erfolgte.)
   A. Lagerstätten der germanotypen Regeneration.
   B. Lagerstätten der alpinotypen Regeneration.

III. Metamorphe Lagerstätten in kristallinen Schiefern mit nicht mehr erkennbarem Bildungsgang.

Zusammenfassung.

Die Ergebnisse lagerstättenkundlicher Arbeiten in den nördlichen Kalkalpen zwischen Loisach und Salzach werden referiert. Aus ihnen ergibt sich, daß die Blei-Zink-Lagerstätten dieses Bereichs exogen gebildet sind und nicht der „alpinen Metallogenese" angehören. Sie sind nicht zonengebunden an ein Pluton, sondern faziesgebunden an oberladinische Schichten, die durch eine Feinstratigraphie vom normalen Wettersteinkalk unterschieden sind. Wahrscheinlich liegen auch bei den Kärntner Lagerstätten ähnliche Verhältnisse vor. Spätere deszendente Lösungsumsetzungen verwischen die primären Bilder. Auch paläogeographische Verhält-

nisse bedingen Unterschiede vor allem zwischen den Vorkommen westlich und östlich des Inn. Zu der genetischen Lagerstättengliederung von *Schneiderhöhn* (1952) wird Stellung genommen. Es werden dazu Gegenvorschläge aufgestellt.

Literatur.

Angel, F., Lehrfahrt auf den steirischen Erzberg. Fortschr. Min. 1939, *23*, LIX bis LXXVI. — *Backlund, H.*, Zum Werdegang der Erze. Geol. Rdsch. 1941, *32*, 60 bis 66. — *Clar, E.*, Ostalpine Vererzung und Metamorphose. Verh. geol. Bundesanstalt, Wien 1945, 29—37. — *Clar, E.*, und *O. Friedrich*, Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. Z. prakt. Geol. 1933, *41*, 73—79. — *Holler, H.*, Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. Carinthia II. Klagenfurt 1936. — *Petrascheck, W. E.*, Die alpine Metallogenese. Jb. geol. Bundesanstalt, Wien 1945, *50*, 129—149. — *Petrascheck, W. E.*, Zu H. Schneiderhöhns neuer Auffassung der alpinen Metallogenese. Berg- und Hüttenmännische Monatshefte 1952, *97*, 108—110. — *Sander, B.*, Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. Min. u. petr. Mitt. Neue Folge *48*, Leipzig 1936, 28—208. — *Schneider, H. J.*, Dissertation. München 1953. — *Schneiderhöhn, H.*, Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. Neues Jb. Mineral., Mh. 1952, Heft 2 und 3, 47—89. — *Stille, H.*, Der subsequente Magmatismus. Miscellenea Academica Berolinensia. Berlin 1950, 1—24. — *Taupitz, K. C.*, Dissertation. Clausthal 1953. — *Thurner, A.*, Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. Verh. geol. Bundesanstalt. Wien 1947, 83—94.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

DATE DUE

DEMCO 38-297